Manual Teórico Práctico del Observador Meteorológico de Superficie

Gobierno Federal

SEMARNAT

Vivir Mejor

Manual Teórico Práctico del Observador Meteorológico de Superficie

Comisión Nacional del Agua

Marzo de 2010

www.conagua.gob.mx

ADVERTENCIA

Se autoriza la reproducción sin alteraciones del material contenido en esta obra, sin fines de lucro y citando la fuente.

Esta publicación forma parte de los productos generados por la Coordinación General del Servicio Metereológico Nacional cuyo cuidado editorial estuvo a cargo de la Coordinación General de Atención Institucional, Comunicación y Cultura del Agua de la Comisión Nacional del Agua.

Título: Manual Teórico Práctico del Observador Meteorológico de Superficie
Edición 2010

Autor: Comisión Nacional del Agua
Insurgentes Sur No. 2416 Col. Copilco El Bajo
C.P. 04340, Coyoacán, México, D.F.
Tel. (55) 5174-4000
www.conagua.gob.mx

Editor: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales
Boulevard Adolfo Ruiz Cortines No. 4209 Col. Jardines de la Montaña,
C.P 14210, Tlalpan, México, D.F.

Impreso en México
Distribución gratuita. Prohibida su venta.
Queda prohibido el uso para fines distintos al desarrollo social.

Compiladores:
Dra. Gloria Herrera Vázquez
Ing. y Met. Alirio Restrepo López
Dr. Abel Quevedo Nolasco
M.C. Guillermo Crespo Pichardo
Ing. Adolfo Portocarrero Reséndiz

Contenido

Historia de la meteorología en México 1

I. Temperatura 9

II. Presión atmosférica 25

III. Humedad atmosférica 66

IV. Viento 80

V. Precipitación 101

VI. Radiación solar 113

VII. Insolación 131

VIII. Visibilidad 141

IX. Evaporación 146

X. Estado del Tiempo Pasado y Presente 153

XI. Nubes 174

XII. Radiosondeo viento atmosférico 260

XIII. Criterios de emplazamiento de un observatorio meteorológico 270

XIV. Bibliografía 278

Historia de la meteorología en México

Antecedentes históricos de la meteorología en México

Evidentemente el clima de la tierra ha experimentado profundas variaciones a lo largo de su evolución, la composición del aire no ha sido siempre la misma, ni los factores astronómicos han permanecido invariables. Asimismo, las ciencias también han evolucionado y la meteorología no ha sido una excepción; nació como una aplicación de la física para el conocimiento y estudio de los fenómenos atmosféricos; posteriormente, como una consecuencia de las observaciones en red, determinó la posibilidad de proyectar las condiciones del tiempo y dar una explicación más racional a los grandes problemas de la atmósfera. Así, nacieron la meteorología sinóptica y la climatología, con métodos de trabajo y objetivos propios, que en muchos casos no resultan adecuados y/o suficientes para resolver los múltiples problemas de las actividades humanas.

Los primeros antecedentes históricos que se tienen en cuanto al establecimiento de redes de observación en México, se remontan al año de 1790, cuando se estableció, con pocos y precarios instrumentos, un observatorio meteorológico en el Islote de San Juan de Ulúa, que es el más antiguo en tierra firme del continente americano; estaba dirigido por el Ing. Daniel Lárraga y dejó de operar a finales de 1916.

Cabe aclarar que el término "*observatorio meteorológico*" se ha generalizado en México para designar a lo que internacionalmente se conoce como "estación sinóptica", la cuale realiza mediciones de parámetros meteorológicos en intervalos de tiempo muy cortos (cada tres horas, cada hora o periodos aún más cortos). Dichas mediciones son utilizadas para pronósticos a muy corto plazo (menos de 24 horas), corto plazo (de 24 a 72 horas), mediano plazo (de 72 horas a 10 días) y largo plazo (más de 10 días).

Durante el periodo de 1790 a 1803, en el observatorio de San Juan de Ulúa, el capitán del puerto, Don Bernardo de Orta reunió una serie de datos, que utilizó el barón Alejandro de Humbolt para efectuar un estudio del clima de la Nueva España; es el registro de observaciones más largo de esa época que se ha encontrado en América.

Con Vicente Riva Palacio, entonces Ministro de Fomento, Colonización, Industria y Comercio, y por la necesidad de apoyar con estos datos científicos al desarrollo del país, y que en esa época el territorio nacional era azotado por una sequía muy severa, casi todo el país experimentó escasez de lluvias y en algunas partes el fenómeno fue extremo, por lo que el Presidente Porfirio Díaz dictó un histórico decreto, que dio origen a la creación de un observatorio meteorológico y magnético, estableciéndose en Palacio Nacional el 6 de marzo de 1877. En dicho observatorio se realizaron las primeras observaciones sistemáticas de la atmósfera, de acuerdo a las normas internacionales, estableciendo un registro diario de presión, temperatura, humedad, fenómenos especiales y registros magnéticos, contándose con los instrumentos que se administraron en aquella época. Como primer director fue nombrado el Ing. Mariano de la Barcena, que adoptó las primeras medidas para el desarrollo de una red de observatorios y estaciones climatológicas en todo el país.

En 1901, se creó el Servicio Meteorológico Mexicano, organizado por el Ing. Manuel E. Pastrana contando con 31 secciones meteorológicas estatales que controlaban los observatorios y las estaciones climatológicas.

A partir del 1 de julio de 1911, se instaló el "Observatorio Meteorológico" en Tacubaya, lugar que desde aquel año ocupa el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Sin embargo, las medidas de radiación solar se iniciaron en el Observatorio Astronómico de Tacubaya, de mayo de 1911 a octubre de 1917, y en el Observatorio Meteorológico de Tacubaya, de enero de 1923 a junio de 1928, y sus datos fueron analizados y publicados por el Dr. L Gorzyñski, durante su estancia en nuestro país; las mediciones comprendieron básicamente a la componente directa de la radiación solar.

La inestabilidad política del histórico lapso de la Revolución Mexicana, provocó que el 4 de julio de 1911, renunciara al despacho de fomento Manuel Calero, sustituyéndolo de inmediato Rafael L. Hernández, circunstancia que probablemente originó la renuncia de Pastrana al Observatorio Meteorológico y el nombramiento del nuevo director recayó en el Ingeniero Basiliso Romo.

A partir de 1916 al crearse la Dirección de Estudios Geográficos y Climatológicos, operó nuevamente la red de observatorios meteorológicos en forma gradual, y se empezó a instalar y operar en la mayor parte de las capitales de los estados y territorios; paralelamente se generó el desarrollo de la red de estaciones climatológicas, también se crearon en varias instituciones, como Ferrocarriles Nacionales de México. Así mismo, organismos agrícolas cooperaron para instalar nuevas estaciones climatológicas.

En 1928, se crea la Dirección General de Geografía, Meteorología e Hidrología dependiente de la Secretaría de Agricultura y Fomento, bajo la dirección del Ing. Toribio Corbalá. Publicándose, en 1934, el primer Atlas Climático de la República Mexicana, integrada por una serie de mapas de distribución de la lluvia, temperatura y humedad relativa media principalmente. Esta misma dependencia, bajo la dirección del Ing. Felipe Neri de Parres (1936-1942) y Estanislao Peña (1942-1946), incrementó la red climatológica y meteorológica.

En 1937, el gobierno fundó la Comisión Federal de Electricidad, institución que ininterrumpidamente ha continuado con su labor de realizar mediciones del tiempo, actualmente tiene establecidas 181 estaciones climatológicas.

El Presidente Manuel Ávila Camacho dictó el 21 de diciembre de 1946 la Ley de Secretarías y Departamentos de Estado, y dio origen al nacimiento de la Secretaría de Recursos Hidráulicos y en consecuencia se fusionaron todas las dependencias relativas al estudio de la hidrografía, dispersas en varias instituciones en especial en la Secretaría de Agricultura y Ganadería. Por lo tanto, los Departamentos de Aguas de la Dirección de Geografía e Hidrología pasaron a formar parte de esta nueva institución gubernamental que desarrolló una nueva red de estaciones climatológicas, alrededor de 5 000 por lo que esta última institución alteró su denominación y en 1946 queda constituida como Dirección General de Geografía y Meteorología, dependiente de la Secretaría de Agricultura y Ganadería.

También ante las necesidades del transporte aéreo y marítimo, la Armada y Fuerza Aérea Mexicana, crearon nuevas actividades meteorológicas en el país, originando una expansión de las redes de observación con más de 50 estaciones sinópticas y la ampliación de nuevos servicios meteorológicos.

Los observatorios meteorológicos de Mazatlán y Veracruz, desde años atrás, dieron lugar a la creación de los centros regionales de pronóstico para el Pacífico y el Atlántico respectivamente, cuyas principales funciones fueron elaborar y difundir datos meteorológicos y el pronóstico meteorológico a través de las radiodifusoras del Pacífico, para dar apoyo a la navegación marítima.

En el Golfo de México el Observatorio de Veracruz también dio origen a la creación del Centro Regional del Golfo de México, alcanzó un gran prestigio por la eficiente labor desarrollada por el Ingeniero Ernesto Domínguez Aguirre, aportó sus conocimientos e investigaciones para el desarrolló del pronóstico de los ciclones tropicales en el Atlántico, Golfo de México y en el Pacífico, así como el estudio de los sistemas invernales sobre el Golfo de México. Posteriormente, lo mantuvo con el mismo prestigio, el Profesor Cesar Luna Bauza realizando varias publicaciones de los ciclones tropicales.

En la ciudad de Guadalajara se dio un gran impulso al pronóstico a mediano y largo plazo, la variabilidad del clima representaba un importante factor para el desarrollo agrícola del estado de Jalisco. El Observatorio

Meteorológico de Guadalajara, que realizaba observaciones desde el año de 1890, dió lugar a la creación de un pronóstico regional a largo plazo para el estado de Jalisco. El director de este observatorio, el Presbítero Don Severo Díaz, realizó varias investigaciones y aportaciones a la ciencia de la meteorología y desarrolló del pronóstico a largo plazo en México, que publicó en el año de 1945 como Nueva Meteorología y alcanzando un reconocimiento en la comunidad científica de aquel tiempo.

Del año 1947 a 1960, el Ing. Federico Peña Aguirre desempeñó el cargo de director del Servicio Meteorológico Nacional, que corresponde a los periodos presidenciales de Manuel Ávila Camacho y Miguel Alemán y parte de Adolfo Ruiz Cortínez. En este periodo se ampliaron las redes de observatorios, estaciones aerológicas de globos piloto y estaciones de radio sondeo por cooperación internacional, se firmaron convenios bilaterales entre México y Estados Unidos, con el fin de normalizar las observaciones y el intercambio de información a escala internacional para el mejoramiento de los pronósticos.

En relación al desarrollo de las observaciones del estado de la atmósfera libre, empezó al final del siglo XIX empleando instrumentos registradores, tales como los meteorógrafos transportados por cohete, globos pilotos y globos tripulados.

La investigación atmosférica de los años 20 hizo un gran uso de globos de sondeos; con ellos se podían medir con un teodolito acodado, la dirección y velocidad del viento. También con el transporte de una caja y un transmisor de datos, que contenía varios sensores, registraban la temperatura, humedad y la presión. El primer radiosondeo con estas características que se envió a la atmósfera en el mundo fue el 30 de enero de 1930, alcanzó una altura de 9 Km.

A partir de 1935 la red mundial se extendió y en 1948 se obtuvieron los primeros datos de la atmósfera superior. Se registraron en la ciudad de México, Mérida y Mazatlán, utilizando equipos con teodolito de rastreo manual. Además, se instalaron estaciones de globo piloto en varias ciudades del país, que se fueron sustituyendo paulatinamente por las estaciones de radiosondeo viento.

En 1952 inician los registros de radiosondeo en Veracruz y en 1964 comenzaron a operar en Chihuahua, Empalme y Monterrey, proporcionaron una mayor altura y también conocimiento sobre el comportamiento de la atmósfera mexicana, también se trazaron cartas a diferentes niveles y se aplicaron los conocimientos de la termodinámica para el trazo de los diagramas termodinámicos de cada lugar. Los investigadores desarrollaron los modelos de pronostico numéricos de la atmósfera.

En julio de 1957, se estableció en Ciudad Universitaria un observatorio central, y dos estaciones secundarias que fueron Veracruz y Altzomoni, esta última en las faldas del volcán Iztaccihuatl, la cual en 1960 fue retirada y se instaló una nueva en la ciudad de Chihuahua. Además los observatorios de la red nacional incrementaron sus medidas al contar ya con diferentes aparatos para medir la radiación solar.

Con relación a la modificación de la atmósfera, el primer antecedente en México de sembrado de nubes para estimulación de lluvia data de 1949, en Necaxa, Puebla, auspiciada por la Compañía de Luz y Fuerza del Centro, S.A., con quemadores de yoduro de plata en tierra, dirigido por el Ing. Emilio Pérez Ciliceo, el cual operó durante 19 años de 1949 a 1968.

Posteriormente en 1954, el Cap. piloto aviador Andrés Alcántara Galván, jefe del Dpto. de Estudios Atmosféricos de la Fuerza Aérea Mexicana, con recursos de esta misma institución, realizó trabajos operativos de siembra de nubes con hielo seco molido, esparcido desde una aeronave en la Comarca Lagunera. En este mismo lugar de julio a septiembre de 1958, el Dr. Fournier de Albe y el Ing. Pedro Mosiño Alemán, del Instituto de Ciencia Aplicada, llevaron a cabo un experimento de siembra de nubes, esparciendo desde el suelo sal finamente molida, impulsada por aire comprimido.

Durante el periodo de 1960 a 1970 y de febrero a mayo de 1971 los directores Ing. Juan Mas Sinta (1960-1970) y Efraín Castañeda Alderete (1970-1971), continuaron con el programa de desarrollo en la Dirección General de Geografía y Meteorología. En este periodo se dio un impulso al desarrollo de las redes, a su mantenimiento y calibración por medio de un laboratorio meteorológico y a la supervisión de los

observatorios y estaciones climatológicas, a través de un grupo de inspectores; así mismo a la difusión del pronóstico a través de los medios de comunicación, y se inicio la utilización de las imágenes de satélite en el pronóstico.

En relación a los estudios e investigaciones de la modificación artificial del tiempo que se llevaron a cabo en México, a partir de julio de 1976, en el estado de Sonora, el Ing. Dieter Kremer M., por parte de la entonces Gerencia General de la Secretaría de Recursos Hidráulicos del estado, inició las operaciones de siembra de nubes por medio de cartuchos pirotécnicos de yoduro de plata, disparados desde aeronaves dentro de nubes Cúmulos, auxiliados con un radar meteorológico banda "C" móvil, para fines hidrológicos y de cuantificación de precipitación.

Durante el periodo de 1971 a 1977 que culminó con la primera etapa del desarrollo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), bajo la dirección del meteorólogo Silvino Aguilar Anguiano, dependiente en aquel periodo de la Dirección General de Geografía y Meteorología, se presentaron varios acontecimientos para mejorar el desarrollo del SMN. El primero fue que se contó con mayor apoyo de personal especializado y de recursos económicos; el segundo se adquirió un sistema de baja resolución GOES, para la recepción de bandas visible e infrarroja, y en el cual no había que sectorizar la imagen del país; se recibía cada media hora en forma digital, con suministro de película fotográfica de proceso seco para impresiones en papel sepia electrocensitivo.

Para el empleo de los datos suministrados por satélites se realizó un seminario, del 29 de noviembre al 8 de diciembre de 1972, en las Instalaciones del SMN y de la Comisión Nacional del Espacio Exterior de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, destinado a familiarizar al personal de los servicios meteorológicos del país con la utilización de datos obtenidos por medio de satélites meteorológicos en aquella época. Estaba organizado por la División del Espacio Extraterrestre de la ONU y de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), con el propósito de conocer las órbitas de los satélites, la recepción y trascripción de los datos sobre retículas, su interpretación en los sistemas meteorológicos tanto tropicales como invernales y las futuras generaciones de satélites.

También se realizó un programa de adquisición de datos en tiempo diferido, para así poder procesar los datos climatológicos de cerca de 800 estaciones, que contaban con mayor estadística del año de 1941 hasta 1970, a escala mensual. Con esta digitalización se realizó la publicación de normales climatológicas y se difundió el pronóstico estadístico a largo plazo para la planeación, por conducto del Departamento de Estudios Especiales. Además se publicaron los datos de radiosondeo y se ampliaron los estudios y servicios de información para la agricultura y la industria

A partir del año de 1973 se inició la capacitación del personal de los observatorios y estaciones de radiosondeos, por medio de cursos de la clase IV y III en Tacubaya, formando un grupo de profesores, estando al frente el Met. Barbosa y los Met. Dario Barrios Sánchez, Ing. Alfonso M. Medina R. así como expertos de la OMM (Ing. Caldera y Leonardo Mella), de acuerdo a las recomendaciones de esta organización para la clase IV y III. Así mismo, se actualizaron los instructivos y los procedimientos a través del servicio de inspección, se realizaron entrenamientos locales a los encargados de las estaciones climatológicas, se mejoró el laboratorio meteorológico para la calibración y mantenimiento del instrumental, contándose con patrones de calibración de la presión, humedad y temperatura, y se actualizaron las tablas de reducción de la presión al nivel del mar, sobre las bases técnicas de la OMM.

Para el caso de los instrumentos de radiación solar, el patrón de calibración se instaló en el Instituto de Geofísica con un equipo de especialistas, dirigidos por el Dr. José Galindo E. Se reforzó el equipo de inspectores para la supervisión, mantenimiento de la operación y la ampliación de las redes de observación tanto en los observatorios meteorológicos, estaciones climatológicas, como en las agrometeorológicas, estas últimas en coordinación con el Instituto Nacional de Investigaciones Agrícolas, la Comisión de Fruticultura y las Escuelas Tecnológicas Agropecuarias de la Secretaría de Educación Pública (SEP). En el caso de las estaciones de radiosondeo, la supervisión se realizaba por los inspectores del Servicio Meteorológico de Estados

Unidos (NOAA), por conducto de la Embajada de los Estados Unidos de Americana en México.

Debido a una falta de coordinación en las actividades meteorológicas en el país y de la duplicidad de esfuerzos e instalaciones que se venía teniendo en el desarrollo de las redes de observación y en la difusión de los pronósticos meteorológicos, se realizaron varios proyectos para la integración de los servicios meteorológicos a través del Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología y de la Universidad Nacional Autónoma de México, con el objetivo de crear un organismo de Meteorología desconcentrado que pudiera integrarse a los avances de la ciencia.

En 1973 por acuerdo presidencial del 5 de abril, el Lic. Luis Echeverría Álvarez estableció la Comisión del Sistema Meteorológico Nacional, con el objetivo de coordinar los servicios y las actividades meteorológicas del país. Integraban esta comisión las instituciones que operan servicios meteorológicos como: la Secretaría de Agricultura y Ganadería, la de Recursos Hidráulicos, la de Comunicaciones y Transportes, la Fuerza Aérea y Armada de México, la Comisión Federal de Electricidad y la Universidad Nacional Autónoma de México, quienes realizaban actividades meteorológicas, así como de capacitación y formación de personal técnico y profesional en meteorología existente en el país, como el Centro de Adiestramiento de Aviación Civil, La Escuela Militar de Meteorología, el Centro de Ciencias de la Atmósfera y la SEP.

Durante el periodo de 1973 a 1989 la Comisión del Sistema Meteorológico Nacional funcionó dirigida por un presidente, el Director del SMN Silvino Aguilar Anguiano, un secretario, el Jefe de Estudios Especiales y un consejo de meteorología integrado por las diferentes instituciones y grupos de trabajo para coordinar el desarrollo de las redes de observación en México, su instrumental, la capacitación de personal y el desarrollo de los servicios meteorológicos. Así también se formó el Comité nacional de Agrometeorología y el SMN estableció una coordinación entre México y la OMM aumentando su participación en las distintas comisiones técnicas de esa institución como son: de Sistemas Básicos, Instrumental y Métodos de Observación, Hidrología, Ciencias Atmosféricas, Meteorología Aeronáutica, Meteorología Agrícola, Meteorología Marina y Climatología. Otro de los acontecimientos importantes fue la participación de México en el primer experimento tropical de la atmósfera para mejorar el pronóstico.

Los objetivos del Programa de Investigación Global de la Atmósfera (GARP), fueron: la ampliación de la extensión geográfica observada, análisis del periodo de validez y exactitud de las predicciones meteorológicas, y comprensión del fundamento físico del clima y sus fluctuaciones. Para alcanzar estos objetivos el eminente científico sueco Profesor Bert Bolín fue nombrado el presidente de este programa compuesto de 12 notables hombres de ciencia elegidos por la OMM, con la participación de 70 países. Se utilizó un sistema de observación compuesto por 40 buques de investigación oceánica, aeronaves y globos especiales cuya labor se completó con medidas de satélites meteorológicos. En el experimento tropical del GARP (GATE), se reunió información muy importante para el estudio de los procesos de convección de cúmulos y su relación con los sistemas atmosféricos de gran escala de las regiones tropicales. Prácticamente todos los miembros de la OMM participaron en su ejecución realizando observaciones meteorológicas adicionales y estableciendo sistemas especiales de observación. Este experimento realizó investigaciones de las circulaciones regionales de los monzones, muy importantes para los habitantes y la producción agrícola.

Debido a esta coordinación, México participó en el primer experimento tropical y en el Global de la Atmósfera, con un programa de observación continental a través de las redes de estaciones sinópticas de superficie y altura, y con observaciones desde un buque de la Secretaría de Marina sobre el Pacífico Sur con la participación de meteorólogos de estudios especiales, previsión del tiempo y del Servicio Meteorológico de la Fuerza Aérea Mexicana. Se realizaron observaciones de radiosondeo viento con aviones Estadounidenses en el Pacífico central y occidental.

La consecuencia que tuvo este experimento sobre la meteorología y la predicción meteorológica operativa fue un avance notable. En especial, se consiguieron los recursos necesarios para establecer un sistema de satélites de órbita geoestacionaria y polar que consti-

tuyen actualmente la base fundamental de la vigilancia meteorológica mundial. Así mismo los datos del experimento constituyeron la compilación más completa de variables meteorológicas, nunca antes reunida, y que han servido de base para una amplia investigación que ha conducido a nuevos métodos de análisis de la predicción meteorológica operativa y que facilitó mejoras en los propios modelos de predicción.

Indiscutiblemente, de 1946 a 77 la Dirección de Geografía y Meteorología junto con el Departamento Cartográfico Militar de la Secretaría de la Defensa Nacional, fueron los organismos responsables de la cartografía nacional y de meteorología, para los que se emplearon los métodos más modernos de la época, como la fotografía aérea, y en lo que respecta al Servicio Meteorológico Nacional se sentaron las bases para el desarrollo de una meteorología moderna, con la participación de México en la OMM.

Con el desarrollo de las redes de observación, se pudo contribuir al estudio de los datos de las estaciones y observatorios, en los aspectos de sequía que el país venía experimentado fuertemente. El trabajo más notable fue el desarrollado por la oficina de Estudios Especiales en 1957, por Manuel Lebrija Celay, el punto más interesante de este estudio es la relación que hizo de las cartas sinópticas del tiempo con las sequías de los últimos 100 años determinando así las causas de éstas.

Otros estudios importantes fueron la climatología general para la República Mexicana por el Ing. José C. Gómez Jefe del Servicio Meteorológico Nacional y el Dr. Jorge A. Vivo Escoto del Instituto de Geografía de la UNAM, la climatología de trayectorias de ciclones tropicales en el Pacífico y Atlántico publicado por el Centro Nacional de Previsión del Tiempo y el Centro Regional del Golfo de México y también los boletines del SMN y su pronóstico a corto y largo plazo.

En México, en los años setenta se adquirió un sistema de baja resolución GOES, para la recepción de bandas visible e infrarroja que se recibían cada media hora en forma digital, con suministro de película fotográfica de proceso seco para impresiones en papel sepia electrocensitivo.

Durante los años ochenta, se consolidaron los logros de la vigilancia meteorológica mundial y se utilizaron los adelantos tecnológicos reflejados en mejores instrumentos, comunicaciones más rápidas y capacidad para manejar cada vez un mayor número de datos.

En el periodo de 1988 a 1990 se tuvieron severos impactos meteorológicos en el país como el huracán Gilbert. En la ciudad de México aumentó la demanda de información por los efectos de la contaminación ambiental. Durante este periodo se sentaron las bases para desarrollar una meteorología y climatología moderna en el país, así como para analizar sus diferentes aplicaciones. Esta capacidad que se obtuvo del Servicio Meteorológico Nacional permitió proporcionar los servicios de información en apoyo al desarrollo social y económico del país.

Al final de este periodo se estableció la coordinación con el Sistema Nacional de Protección civil a consecuencia de los desastres ocasionados por el huracán Gilbert sobre Yucatán, Tamaulipas y Nuevo León. Se mejoró la información de ciclones tropicales, y se coordinó con el Centro Regional de Huracanes de Miami, para capacitar a personal. En este periodo se iniciaron algunas evaluaciones del pronóstico puesto que en este lapso se pasó de un pronóstico subjetivo a corto plazo, a un pronóstico numérico a 48 hrs, con la aplicación de modelos realizados por el Centro de Huracanes para el pronóstico de ciclones y que se corrían en el Colegio de Postgraduados y posteriormente a través de una terminal.

Nuevos acontecimientos se presentaron en el desarrollo de los servicios meteorológicos en el mundo por la actividad de la OMM, uno de ellos, y el más importante fue el Programa de la Vigilancia Meteorológico Mundial (VMM) que permitió desarrollar mejores predicciones para todos los servicios. El programa mencionado es sobresaliente en cuanto a la cooperación internacional y tiene como objetivos optimizar el estado de las ciencias y las tecnologías atmosféricas para proporcionar mejores conocimientos sobre las fuerzas físicas básicas de la atmósfera que influyen en el tiempo y el clima, y la posibilidad de su modificación artificial, así como, desarrollar las capacidades existentes de predicción meteorológica y ayudar a los países miembros de la OMM mediante centros meteorológicos mundiales, regionales y nacionales. Para lograr

lo anterior se han integrado tres programas que son: Observación Mundial, Telecomunicaciones Meteorológicas y Procesamiento Mundial de Datos.

EL Programa de Observación Mundial, es un mecanismo para efectuar innumerables observaciones meteorológicas en todo el mundo. Dichas observaciones se reúnen mediante el Sistema Mundial de Telecomunicaciones y son elaboradas en los centros meteorológicos o archivadas para ser utilizadas posteriormente. Cuando la VMM inició sus actividades en 1968, entraban en el sistema cada veinticuatro horas unas 100 000 observaciones meteorológicas de las condiciones existentes en la superficie de la tierra y unas 11 000 de la atmósfera superior. Este flujo de datos hacia los centros meteorológicos procedía de 8 000 estaciones terrestres distribuidas en todos los países de la tierra, 3 000 aviones comerciales y de reconocimiento, y 4 000 buques mercantes.

Dos tipos de satélites artificiales facilitaban datos de observación a la VMM; los de órbita polar denominados "TIROS", su órbita está situada entre los 800 y 1,400 km de la tierra y pasa por los polos norte y sur. Posteriormente surgieron los satélites geoestacionarios, denominados "GOES", que están colocados en el espacio a 36 000 km, giran a la misma velocidad angular que la tierra y están situados sobre el ecuador. Mediante la información de estos satélites se obtienen las imágenes de las nubes que se reúnen y transmiten a la VMM: la distribución vertical de humedad y temperatura de la superficie de la tierra y del mar, los vientos en altitud deducidos por el movimiento de las nubes, la cantidad de nubes, tipo y altura de la cima de las mismas, capa de nieve y de hielo y datos del balance de radiación.

La recepción de imágenes satelitales en México se remonta a 1968, siendo en el SMN donde se recibieron por vez primera en APT, posteriormente en WEFAX, por medio de una parábola "casera". En la UNAM (con la participación directa del Ing. Erosa) empezaron a capturar imágenes, y poco tiempo después la Secretaría de Comunicaciones empezó a recibirlas con un equipo obsequiado por la NOAA.

En ese entonces se recibían en el SMN vía fax, cuatro imágenes por día, y cada una tardaba 18 minutos en desplegarse, siendo disco completo (polo a polo), sectorizando la parte de importancia para la meteorología mexicana.

El satélite de órbita polar Tiros 10 con dos telecámaras, una de ellas equipada con Automatic Picture Transmition (APT), permitió la transmisión inmediata de las imágenes, recibiéndose en el SMN imágenes sólo de sectores del país con los cuales se armaba un mosaico de México.

A través de un Sistemas Mundial de Telecomunicaciones Meteorológicas (SMTM) se transmite una enorme cantidad de datos meteorológicos que llegan a la VMM y se distribuye la información elaborada a los Centros Meteorológicos Mundiales (CMM), Centros Meteorológicos Regionales (CMR) y Centros Meteorológicos Nacionales (CMN). En el mencionado sistema se utilizan todos los tipos de telecomunicaciones y se organiza en tres niveles: el circuito principal de enlace que conecta a los centros mundiales, las redes regionales de telecomunicaciones que conectan a los centros regionales de pronóstico, y los centros de telecomunicaciones nacionales, permitiendo así, que los miembros reciban e intercambien los datos de observación. La capacidad que se tenía originalmente era de 3 600 palabras por minuto y posteriormente subió casi al doble.

En 1938, se inicio la recepción de información meteorológica en tiempo real de la red de observatorios del país, en través de telegrafía, posteriormente por Radio BLU, para su posterior retransmisión al Centro Meteorológico Mundial de Washington (CMMW). Es hasta el año de 1970 en que la recopilación de información es a través de telegrafía, de radio de BLU, por teletipo de tira perforada, Telex y teléfono. Entre 1990 y 1994, se implementa la recepción de información meteorológica al "Centro Nacional de Telecomunicaciones Meteorológicas" (CNTM) del SMN, por vía módem y su retransmisión al CMMW se realiza a través del satélite Morelos y la recepción de información de la Región meteorológica IV al CNTM es a través del satélite Galaxi III.

El 20 de enero de 1994 se deja de transmitir la información meteorológica nacional a Washington por medio del satélite Morelos debido a la baja potencia de este y se utiliza otro sistema de recepción y envió de

información al CMMW, se denomina World Area Forescast System (WAFS) que opera a través del satélite de telecomunicaciones INTELSAT IV y es el que opera actualmente.

En el año 2003 por primera vez en el SMN se empieza ha implementar en la red de observatorios un sistema de captura, validación, codificación y envío de la información cuantificada denominado SICA y en el CNTM se inicia la recepción de datos meteorológicos en forma automática a través de INTERNET e INTRANET.

En lo relacionado al Sistema de Preparación de Datos, los centros meteorológicos mundiales elaboraban pronósticos hemisféricos dos veces al día con dos días de validez y posteriormente se incrementó a cuatro días. Los centros regionales preparan información más detallada para cada región y difunden avisos de condiciones meteorológicas peligrosas y los centros meteorológicos nacionales utilizan esta información para adaptarla a las necesidades de cada país.

En su más reciente etapa de modernización 1990-2004, en el SMN se ha utilizado una mayor tecnología de punta para la automatización de los sistemas de observación, y actualmente ya se cuenta con 16 estaciones de radiosondeo, 79 estaciones sinópticas, alrededor de 3 388 estaciones climatológicas, 94 estaciones automáticas, 12 radares meteorológicos, siete receptores satelitales, y se están implementando modelos numéricos de pronóstico meteorológico, como el MM5 y el WRF.

De 2005 a 2010, se amplía la red de estaciones meteorológicas automáticas a 133 y se instalan 30 estaciones sinópticas automáticas, se establece un nuevo radar meteorológico en Mozatal, Chiapas y se apoyo al gobierno del estado de Querétaro en la instalación de un radar en el Cerro de la Rochera en dicha entidad. La OMM realiza un diagnostico de la situación actual del SMN y junto con este organismo internacional, se forma un consejo técnico integrado por la Secretaría de Gobernación, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, la Universidad Nacional Autónoma de México entre otras.

En ésta época se cuenta con más posibilidades de obtener un mayor desarrollo tecnológico y mejorar el prestigio a nivel nacional e internacional, tratando en lo posible de seguir siendo por tradición, la institución que encabeza las observaciones y estudios de la meteorología en el país.

I. Temperatura

1.1 Aspectos generales

1.2 Definición

La temperatura es la condición que determina la dirección del flujo resultante de calor entre dos cuerpos, se dice que el cuerpo que libera calor al otro está a una temperatura más elevada. Para medir la temperatura de un objeto se puede poner un termómetro a la misma temperatura que el objeto (es decir, en equilibrio termodinámico con él) y entonces se puede medir la temperatura del mismo termómetro. Como otra posibilidad, se puede determinar la temperatura mediante un radiómetro sin necesidad de llegar a un equilibrio térmico.

Una primera concepción de la temperatura es la que se refiere a la sensación fisiológica del cuerpo humano. Cuando se toca un cuerpo se dice que está caliente o frío, según la sensación. Cuando se juntan dos objetos con diferente temperatura, el objeto caliente se enfría mientras que el objeto frío se calienta hasta que la temperatura en los dos cuerpos se iguala, se habla entonces de un equilibrio térmico. Uno de estos objetos puede ser un termómetro. La temperatura la podemos medir como la actividad molecular de una sustancia llamada medio térmico, la cual se manifiesta mediante el cambio de alguna propiedad (por ejemplo aumento del volumen de la sustancia).

Dicho de otra forma, la temperatura es la condición que determina si un cuerpo o sustancia es apto para transmitir calor a otros o para recibir el calor transmitido por éstos.

Cualquier propiedad física de una sustancia que esté en función de la temperatura puede ser utilizada como base de un termómetro.

La temperatura de un cuerpo es la medida de la agitación de sus moléculas o intensidad de calor.

Los procesos fisiológicos en los organismos vegetales, tales como respiración, fotosíntesis, asimilación y transpiración, transcurren solamente a determinadas temperaturas; los valores óptimos y extremos (máxima y mínimas) de las temperaturas, son diferentes para las plantas de distintas especies e incluso para diversos periodos de su vida, por lo que la temperatura del aire tiene una gran importancia en la vida de las plantas.

Transmisión de calor. Es la forma en que la energía pasa de un cuerpo a otro por efecto de una diferencia de temperatura. Las formas son:

- Conducción. Es el flujo de energía térmica de un cuerpo de mayor temperatura a otro de menor temperatura sin que haya transferencia de materia, mediante interacciones atómicas o moleculares.
- Convección. Es la transmisión de energía térmica en el propio cuerpo del fluido (gas o líquido) cuando está en contacto con una fuente de calor. Una parte del fluido (la que está en contacto con la fuente de calor) al calentarse se dilata, disminuye su densidad y tiende a ascender mientras que la otra parte del fluido, más fría y más densa, tiene a descender dando lugar a corrientes convectivas, las cuales producen así una mezcla de moléculas en el

cuerpo del fluido. Para que se produzca transmisión de calor por convección, antes debe haber un proceso de transmisión de calor por conducción.

- Radiación. Es la emisión y propagación de energía por medio de ondas electromagnéticas, las cuales se desplazan a la velocidad de la luz (300 000 km/s) a través del espacio, sin intervención activa de la materia y sin requerir necesariamente de un medio para su propagación. Un ejemplo común es la radiación que el Sol emite a la Tierra.

Procesos físicos en los que se basa la medida de la temperatura.

- Dilatación de un líquido encerrado en un tubo de vidrio.
- Dilatación de un líquido dentro de una envoltura metálica y que provoca un aumento de presión.
- Desarrollo de una fuerza electromotriz entre las soldaduras de un circuito formado por dos metales diferentes (termómetro de termopar)
- Cambio de curvatura en una banda de metal compuesta por dos láminas metálicas que tienen coeficiente de dilatación diferentes y que están soldadas en toda su longitud (termómetro de lámina bimetálica).
- Variación de resistencia eléctrica de un hilo de platino.
- Variación de resistencia de una mezcla especial de sustancias químicas (termómetro de termistancias).

1.3 Unidades y escalas de temperatura

El primer uso conocido de un instrumento de medición relativa de temperatura es atribuido a Galileo, en el año 1584. El diseño del termómetro de mercurio y su utilización para propósitos meteorológicos es atribuido a Fahrenheit, en 1721. Como valor cero de la escala de este termómetro, Fahrenheit usó la temperatura más baja que registró en Danzig. Como punto fijo superior de su escala adoptó la temperatura del cuerpo humano de 96 °F.

Esta escala da 32 °F como punto de congelación del agua y 212 °F como punto de ebullición.

Celsius inventó la escala centígrada pero en forma inversa: su valor cero está en el punto de ebullición del agua y 100 °C en el punto de congelación. Linné invirtió la escala centígrada y la estableció en la forma actual. Su nombre es escala Celsius.

Para fines meteorológicos operativos, la temperatura es referida a la escala Celsius, basada en 100 divisiones

Cuadro 1.1 Puntos fijos definidos de la Escala Práctica Internacional de Temperatura

Estado de equilibrio	Valor asignado de IPTS	
	°K	°C
Equilibrio entre las fases líquida y de vapor del oxígeno (punto de ebullición del oxígeno) a la presión atmosférica estándar (1013.25 hPa)	90.188	-182.962
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor de agua (punto triple del agua)	273.16	0.01
Equilibrio entre las fases líquida y de vapor del agua (punto de ebullición del agua) a la presión atmosférica estándar po. La temperatura t en función de la presión de vapor del agua está dada por la ecuación: $t = [100 + 2.7655 \times 10^{-2} (p - p_o) - 1.13393 \times 10^{-5} (p - p_o)2 + 6.82509 \times 10^{-9} (p - p_o)^3]$ °C donde p es la presión atmosférica en hPa	373.15	100

de escala entre los puntos de ebullición y congelación del agua. La unidad es el "grado Celsius", sinónimo de "grado Centígrado" (hoy día se ha dejado de utilizar).

La temperatura es un parámetro importante en lo que a meteorología se refiere. Los meteorólogos están interesados en la temperatura del aire, la temperatura del suelo y la temperatura del agua.

La calibración de la temperatura está basada en puntos fijos reproducibles. La unidad E.I. (Escala Internacional) de temperatura termodinámica es el kelvin (K), que corresponde a 1/273.16 de la temperatura del punto triple del agua, por arriba del cero absoluto.

La temperatura termodinámica (θ), con sus unidades Kelvin (K), es la temperatura básica. El Kelvin es la fracción 1/273.16 de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. La escala Celsius (t), se utiliza para la mayoría de los fines meteorológicos y está definida con la siguiente ecuación:

$t = \theta - 273.15$

En la escala termodinámica de temperatura, las medidas se expresan como diferencias a partir del cero absoluto (0°K), a cuya temperatura las moléculas de cualquier sustancia carecen de energía cinética. Sin embargo, la escala de temperatura generalmente utilizada es la Escala Práctica Internacional de Temperatura (IPTS) de 1968, que está fundada en valores asignados a las temperaturas de un número de estados de equilibrio reproducibles (puntos fijos de definición) y también en instrumentos patrón calibrados a dichas temperaturas. Se eligió la IPTS de tal manera que la temperatura medida con respecto a ella se aproxime muy estrechamente a la temperatura termodinámica, quedando cualquier diferencia dentro de los límites actuales de la precisión de las medidas. Además de los puntos fijos de la IPTS, se dispone de otros puntos secundarios de referencia; los puntos de interés meteorológico y el método normalizado para hacer interpolaciones entre ellos. La temperatura en la IPTS debe ser designada como «grados Celsius» y debe dejar de utilizarse la denominación «grados Centígrados»

Las escalas prácticas de temperatura se basan en dos puntos fijos que pueden reproducirse fácilmente; punto de fusión del hielo y punto de ebullición del agua.

- Punto de fusión del hielo. Es la temperatura a la cual el hielo puro se funde a la presión externa de 1 atm normal, a 45° de latitud.
- Punto de ebullición del agua. Es la temperatura a la cual el agua pura hierve cuando la presión externa de 1 atm normal, a 45° de latitud.

Cuadro 1.2 Puntos de referencia secundarios con su temperaturas sobre la Escala Práctica Internacional de Temperatura

Estado de equilibrio	Valor asignado de IPTS °K	°C
Equilibrio entre las fases sólida y de vapor del dióxido de carbono (punto de sublimación del dióxido de carbono) a la presión atmosférica estándar p. (1013,25 hPa). La temperatura t en función de la presión de vapor del dióxido de carbono está dada por la ecuación: $t = [1.1036 \times 10^{-2} (p - p_o) - 18.91226 \times 10^{-6} (p \_ p_o)^2 – 78.476]$ °C donde p es la presión atmosférica en hPa	194.674	-78.476
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del mercurio (punto de congelación del mercurio) a la presión atmosférica estándar	234.288	-38.862
Equilibrio entre hielo y el aire saturado de agua (punto de congelación) a la presión atmosférica estándar	273.15	0.0
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del fenoxibenceno (éter difenílico) (punto triple del fenoxibenceno)	300.02	26.87

Escala Celsius (°C). Es la más común usada en un gran número de países, la cual se asigna el valor de 0°C al punto de fusión del hielo y 100°C al punto de ebullición del agua.

Escala Fahrenheit (°F). Da un valor de 32°F al punto de fusión del hielo, 100°F a la temperatura del cuerpo humano (equivalente a 36 °C aproximadamente) y 212°F al punto de ebullición del agua.

Kelvin (K). La temperatura absoluta la definió Lord Kelvin con la siguiente expresión:

$$T = \tau + \frac{1}{\gamma}$$

Donde:
T = Temperatura absoluta
τ γ = temperatura centígrada
γ = coeficiente de dilatación de los gases ideales a presión constante, γ = 0.003663
Donde: $1/\gamma = 273$
$T = \tau + 273$

Así, la escala da el valor de 273 al punto de fusión del hielo y 373 al punto de ebullición del agua.

Relación entre escalas termométricas. La relación entre la escala Celsius y Fahrenheit:

$$\frac{^oC}{100} = \frac{^oF - 32}{180}$$

En el primer término de la ecuación se tiene en el numerador °C y en el denominador la amplitud de la escala, en el segundo término en el numerador °F-32, se le resta 32 para que inicie la escala de cero y en el denominador se dé su amplitud (212-32 = 180). Despejando °C tenemos;

$$^oC = \frac{100}{180}\ (^oF - 32)$$

Reduciendo la fracción,

$$^oC = \frac{5}{9}\ (^oF - 32)$$ °C=.55 (°F-32)

De esta forma se pueden obtener las demás relaciones, tomando en cuenta siempre que la escala que se va a relacionar debe partir de cero y tomarse su amplitud.

$^oC = {}^oK - 273$
$^oK = {}^oC + 273$
$^oF = \frac{5}{9}{}^oC + 32$ $^oF = 1.8^oC + 32$

Ejemplos de conversión de una escala a otra.

Convertir 22°C a grados Fahrenheit, y Kelvin.
°F = 1.8°C +32 = 1.8*(22) +32 =39.6 + 32 = 71.6 °F
22°C = 71.6 °F
°K = °C +273 = 22 +273 = 295 °K
22°C = 295 °K

Convertir 75°F a grados Centígrados, y Kelvin.
°K = (°F + 459.4) / 1.8 = (75 + 459.4) / 1.8 = 534.4 / 1.8 = 296.88°K
75°F = 54.53 °K

°C = 5/9 (°F-32) = 5/9 (75-32) = 5/9 (75-32) = 5/9 (43) = 23.88

°F = 1.8°C +32
°F – 32 = 1.8°C
(°F – 32) / 1.8 = °C

°C = (°F – 32) / 1.8
°C = (75 – 32) / 1.8 = (43) / 1.8 = (43) / 1.8 = 23.89 °C

75°F = 23.89 °C

1.4 Termómetros

Cualquier propiedad física de una sustancia que sea función de la temperatura puede ser utilizada como base de un termómetro. Las propiedades más ampliamente utilizadas en los termómetros meteorológicos son la dilatación térmica y el cambio de resistencia eléctrica con la temperatura.

Los termómetros que indican la temperatura ambiente se denominan habitualmente termómetros «or-

dinarios», mientras que los que indican la temperatura extrema durante un período de tiempo se denominan termómetros de «máxima» o de «mínima».

1.4.1. Requisitos de un buen termómetro

Un termómetro debe ser esencialmente sensible y exacto. El termómetro es sensible si indica en forma rápida pequeñas variaciones de temperatura. Para cumplir con este requisito de sensibilidad, el termómetro debe reunir condiciones tales como tener el tubo o capilar muy estrecho y el depósito de paredes bien delgadas y con una superficie en relación al volumen, el cual debe ser pequeño. El termómetro es exacto si la subdivisión de la escala es correcta y el área de cada subdivisión es igual; además, dicha escala debe estar grabada en forma clara en el tubo.

1.4.2. Principales tipos de termómetros

1.4.2.1 Termómetro de líquido en tubo de vidrio (termómetro común o seco).

En observaciones habituales de temperatura se utilizan termómetros de líquido en vidrio. Estos utilizan la diferencia de dilatación de un líquido puro en un recipiente de vidrio. Se utiliza alcohol y/o mercurio. Esto dependerá del rango de temperaturas que se requiera medir, el mercurio se utiliza para temperaturas por encima de su punto de congelación (-38.8 °C) y el alcohol etílico se utiliza para temperaturas más bajas. La columna sobre la cual se mide la temperatura es un tupo hueco con diámetro interior muy pequeño (capilar), el cual está unido al depósito del termómetro. Los cambios de volumen del líquido se indican mediante cambios en la longitud sobre el microtubo, y con la ayuda de un termómetro patrón se pueden imprimir la escala de temperaturas sobre el vidrio. El espesor del vidrio en el depósito debe ser del menor grosor posible sin descuidar una resistencia adecuada, para que permita un intercambio de calor. La graduación puede estar impresa detrás dentro o sobre el vidrio. En algunas ocasiones puede agregarse un efecto de lente con el mismo vidrio, para ampliar la imagen de la escala, aunque esta característica es más utilizada en termómetros clínicos. En las estaciones sinópticas los termómetros deben ser verificados con un instrumento patrón cada uno o dos años. Los termómetros que se utilicen en los psicrómetros deben elegirse de modo que se reduzcan al mínimo las diferencias entre ambos, debidas a los mismos termómetros, las diferencias aceptadas es de 0.2°C para temperaturas mayores de 0°C y de 0.1°C para temperaturas menores de 0°C.

1.4.2.2 Termómetro de máxima (Negretti).

Se emplea para conocer la temperatura más alta. Es un termómetro de mercurio con un marcado estrechamiento en el tubo capilar del depósito. Cuando la temperatura aumenta, el mercurio del depósito se dilata con fuerza y puede pasar por el estrechamiento; al disminuir aquélla, el mercurio se contrae y en la parte estrecha la columna del mercurio se corta. Al no existir ninguna fuerza que obligue al mercurio a volver al depósito, la columna permanece en el tubo capilar marcando la más alta temperatura que alcanzó.

Después de hacer la lectura de la temperatura máxima, el termómetro se pone otra vez en condiciones de trabajar. El observador debe sujetar firmemente el termómetro con el depósito hacia abajo y sacudirlo enérgicamente, para que el mercurio regrese al depósito (cuidando de no romperlo por contacto con otro objeto o con el mismo cuerpo del observador, por lo que esta operación deberá hacerse con mucho cuida-

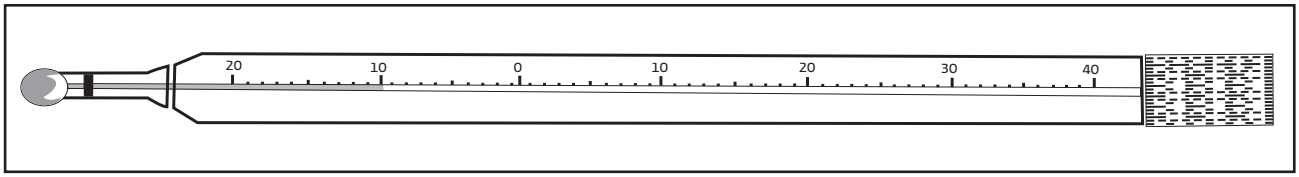


Figura 1.1 Termómetro de máxima

do, y en un área despejada). El termómetro se coloca en posición horizontal dentro de la caseta o abrigo meteorológico, formando un ángulo de dos grados con respecto a la horizontal, y el depósito debe ocupar la posición más baja para garantizar que la columna de mercurio se apoye sobre el estrangulamiento sin que la gravedad lo obligue a pasar por él.

1.4.2.3 Termómetro de mínima (Rutherford).

Se emplea para conocer la temperatura más baja de cada día. Es un termómetro de alcohol con un tubo ancho, en vez de ser capilar, por donde pasa un índice de esmalte. Este termómetro se coloca en posición horizontal y así, cuando la temperatura disminuye, el índice es arrastrado por el menisco que se forma en la extremidad de la columna del alcohol quedando el índice marcando la temperatura más baja; si la temperatura aumenta el alcohol pasa entre las paredes del tubo sin desplazar al índice. La lectura se hace en el extremo del índice, más alejado del depósito; dicho termómetro se coloca dentro de la caseta.

Los defectos de los termómetros de mínima son los comunes a todos los termómetros de alcohol; el más habitual es la rotura de la columna especialmente durante los desplazamientos, y la adherencia del alcohol al vidrio. Frecuentemente se forman gotas de alcohol por destilación en la parte superior de la columna. Una columna de líquido rota puede unirse de nuevo sujetando el termómetro por el extremo del depósito y golpeándolo ligeramente pero con rapidez contra los dedos o cualquier otro material elástico y no demasiado duro. Estos golpecitos deben continuar durante algún tiempo (cinco minutos o más si es necesario) y después el termómetro puede ser colgado o mantenido vertical en un recipiente adecuado, con el depósito hacia abajo durante al menos una hora para que el alcohol adherido al vidrio descienda hasta unirse con la columna principal. Si este tratamiento no da resultado, se puede utilizar un método más enérgico que consiste en enfriar el depósito del termómetro en una mezcla de hielo y sal, manteniendo caliente al mismo tiempo la parte superior del tubo; el líquido destilará lentamente hacia la columna principal. También, puede sujetarse el termómetro en posición vertical con el depósito dentro de un recipiente de agua caliente, mientras que se sacude o golpea el tubo de vez en cuando. El termómetro debe sacarse del agua tan pronto como la parte alta de la columna de alcohol alcance la cámara de seguridad situada en el extremo del tubo. Se debe tener mucho cuidado cuando se utilice este método, ya que existe el riesgo de hacer explotar el termómetro si el alcohol se dilata dentro de la cámara de seguridad.

En los termómetros de mínima, se pueden utilizar distintos líquidos tales como el alcohol etílico, el pentano y el tolueno. Es importante que el líquido sea lo más puro posible, ya que la presencia de determinadas impurezas aumenta la tendencia del líquido a polimezarse con la exposición a la luz y con el transcurso del tiempo. Esta polimerización causa cambios de calibración. En el caso de alcohol etílico, por ejemplo, el alcohol debe estar absolutamente exento de acetona.

1.4.2.4 Termómetro tipo Six de máxima y mínima (Rutherford).

Consiste en un tubo en forma de U como se muestra en la figura 1.3, el cual tiene dos tubos B y C llenos parcialmente de mercurio y parte del tubo B y los depósitos A y D están llenos de guayacol. Al aumentar la temperatura el guayacol del depósito A y del tubo B tiende a dilatarse y este aumento de volumen ejerce una presión sobre la columna de mercurio del tubo C que hace que ésta ascienda y empuje un índice peque-

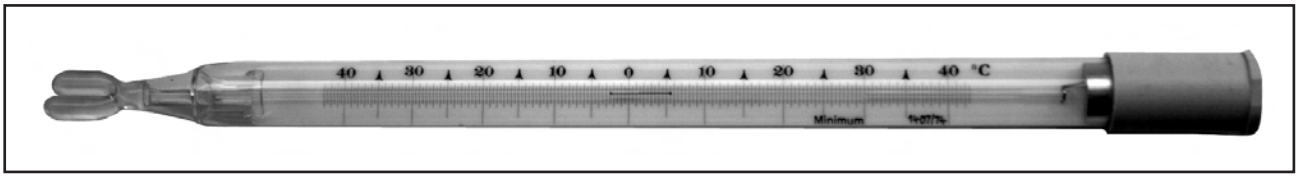


Figura 1.2 Termómetro de mínima

ño con alma de acero que no podrá bajar al descender la temperatura, pues no se mueve por su propio peso; de esta forma queda indicada la temperatura máxima.

Al descender la temperatura se contrae el guayacol contenido en el deposito A y tubo B, lo que hace que la columna de mercurio del tubo C descienda y ascienda la columna del tubo B la cual hará subir el índice hasta cierta altura, que será la temperatura mínima.

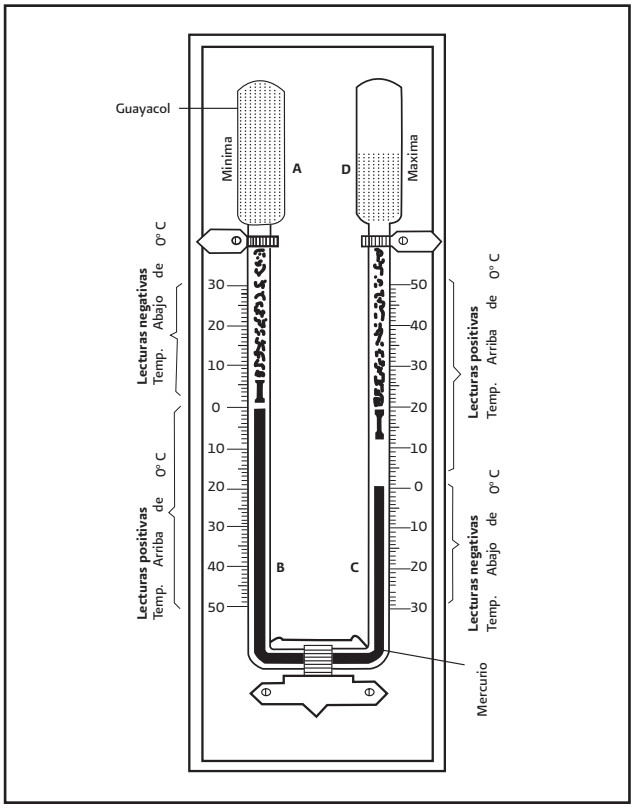


Figura 1.3 Termómetro de máxima y de mínima, tipo Six

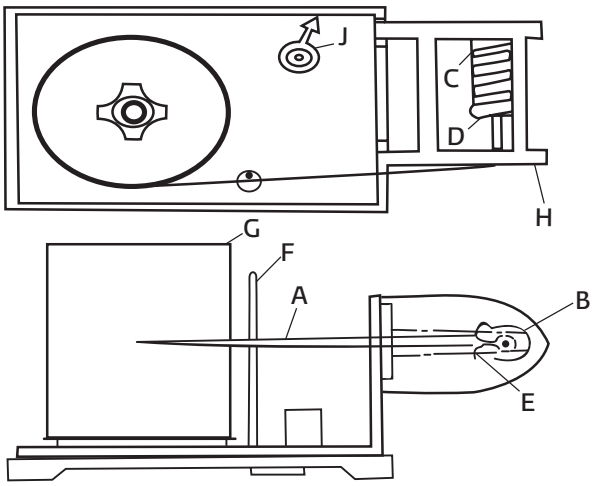
Instalación, cuidados y toma de lecturas.

Para poner el termómetro en condiciones de funcionar al día siguiente, bastará con un imán para hacer bajar el índice de la temperatura máxima y con unas enérgicas sacudidas para que baje el índice de la temperatura mínima.

El termómetro tipo Six debe ubicarse en la garita meteorológica, sobre la pared interna, a una altura entre 1.5 y 2 metros, en forma horizontal, formando un ángulo de 2°.

1.4.2.5 Termógrafo de lámina bimetálica

El funcionamiento del termómetro de lámina bimetálica se basa en los coeficientes de dilatación y de contracción de los metales que varían por su naturaleza. Las dos tiras metálicas están soldadas una encima de otra y en general enrolladas en forma de espiral. La tira metálica exterior se dilata mucho menos que la tira interior de tal forma que, cuando la temperatura aumenta, la espiral tiende a desenrollarse. Este movimiento se amplifica por un sistema de palancas simple el cual está unido un largo brazo; un dispositivo adecuado permite regular este brazo con precisión modificando si fuese necesario, la posición del cero del instrumento. En la siguiente figura se muestran los principales elementos del termógrafo.



A. Brazo portapluma
B. Lámina bimetálica en espiral
C. Tornillo de ajuste del punto cero
D. Varilla de transmisión
E. Sistema de ampliación y fijación del brazo portapluma
F. Palanca para separar la pluma
G. Tambor con movimiento de relojería
H. Protección del órgano sensible
J. Botella de tinta

Figura 1.4 Elementos del termógrafo de lámina bimetálica

1.5 Emplazamiento y calibrado del termógrafo de lámina bimetálica

El termógrafo de lámina bimetálica es un instrumento fuerte que soporta cualquier manipulación razonable. Nunca se le debe poner aceite; basta simplemente limpiar, según el caso, el órgano sensible y el sistema de amplificación utilizando un poco de petróleo u otro líquido detergente.

El brazo final está fijo al sistema de amplificación de tal forma que la pluma roce lo menos posible sobre el diagrama. Esta pluma debe tocar simplemente la banda que rodea al tambor, dejando sobre el papel un trazo fino y regular. El calibrado se realiza valiéndose de un tornillo con cabeza estriada que está situado en el extremo de fijación del brazo.

Si la banda está correctamente colocada, ya no es necesario ningún otro calibrado. Sin embargo, puede ser que la posición del cero no sea correcta (los dos extremos de la variación de la temperatura indicada en el diagrama pueden, por ejemplo, estar desplazados 1.5° con relación a las verdaderas temperaturas). En este caso el ajuste se efectúa por medio del tornillo de cabeza estriada C que permite levantar o bajar la pluma. Este calibrado, sin embargo, sólo debe hacerse cuando las diferencias pasan de 3°C. También hay que tener cuidado de que el muelle del tornillo de ajuste del punto cero quede siempre suficientemente estirado sobre su soporte después de cada ajuste.

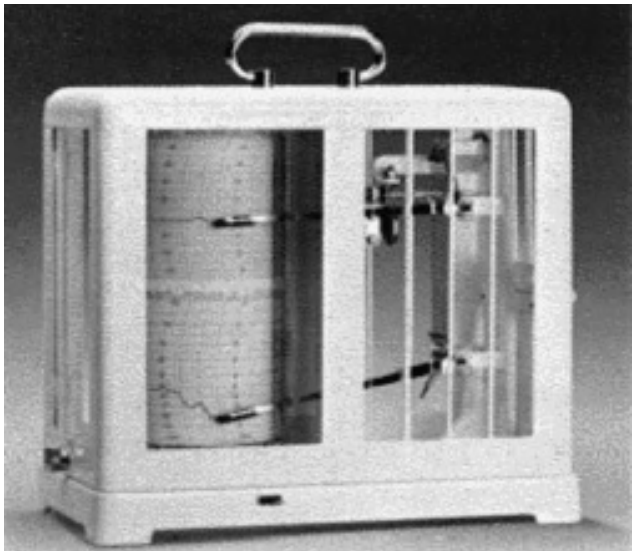


Figura 1.5 Higrotermógrafo

Cuando las diferencias exceden de 3°C, el ajuste se efectúa aflojando el tornillo, que retiene el brazo a su soporte; enseguida se gira este brazo con el fin de colocar la pluma en la posición que corresponde aproximadamente a la temperatura correcta. Luego se aprieta el tornillo y se procede a un ajuste más fino con la ayuda del tornillo C.

Se recomienda hacer cada día una marca horaria sobre la banda; para esto, es suficiente con golpear ligeramente el brazo alrededor de su punto de fijación. La hora exacta de la marca debe ser anotada con la aproximación del minuto sobre el cuaderno de observaciones y después inscrita en el mismo diagrama.

Las lecturas de un termógrafo deben ser verificadas periódicamente por comparación con termómetros control. Para realizar las comparaciones deberá seleccionarse un termómetro 'patron', de entre los termómetros de la estación, el cual puede ser el termómetro seco instalado en el psicrómetro. También deberá llevarse un registro por cada instrumental, de las intercomparaciones, anotando fecha, error encontrado, problemas detectados y si estos han sido corregidos, y cuando los errores sean muy altos reportar la necesidad de una calibración en laboratorio o su reemplazo. Al realizar estas comparaciones se debe tener presente que la mayoría de los termógrafos tienen muy distintas constantes de tiempo con respecto a las de los termómetros. Por consiguiente, las comparaciones deben limitarse a las ocasiones en que la temperatura del aire no cambie rápidamente (habitualmente en días ventosos o nubosos).

Otro método más preciso de verificar un termógrafo es comprobarlo en una cámara termostática debidamente diseñada y utilizada en el laboratorio. Estas verificaciones deben realizarse al menos una vez cada dos años. Una manera muy conveniente de comprobar es graficar las lecturas del termómetro seco tomadas a las horas principales de observación y compararlas con las lecturas del termógrafo. Habrá alguna dispersión, pero la línea de mejor ajuste debe formar un ángulo de 45° con cualquiera de los dos ejes. A continuación se presenta un ejemplo de lecturas del termógrafo y del termómetro.

No.	Termómetro	Termógrafo	Diferencia Absoluta
1	13.9	13.4	0.50
2	18.7	18.4	0.30
3	22.0	21.7	0.30
4	24.5	24.2	0.30
5	27.0	26.7	0.30
6	8.5	8.1	0.40
7	11.5	11.2	0.30
8	15.2	14.8	0.40
9	22.5	22.2	0.30
10	26.0	25.7	0.30
11	9.7	9.4	0.30
12	16.6	16.3	0.30
13	21.5	21.2	0.30
14	25.1	24.8	0.30
Promedio	18.76	18.44	0.33

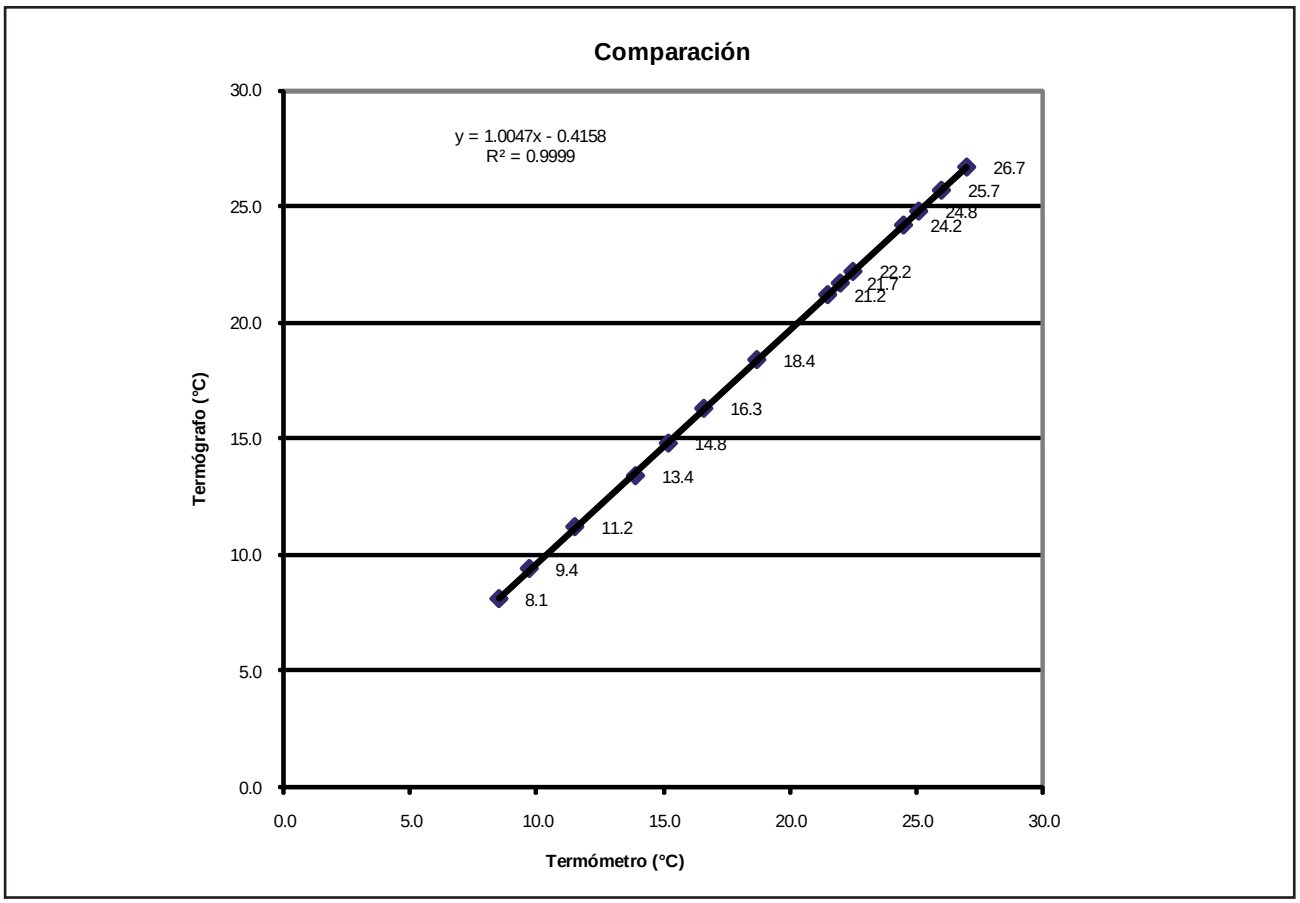
Termómetro se toma como 'X' y las lecturas del termógrafo como 'Y', generándose el modelo:

Y = - 0.4158 + 1.0047*X
Termógrafo = - 0.4158 + 1.0047*Termómetro
Para X=0, tenemos
Y = - 0.4158 + 1.0047*0 = - 0.4158

Este valor obtenido significa el grado en que la escala del termógrafo se encuentra desplazada; en este caso se presenta una diferencia negativa de –0.4158 hacia abajo. En caso de que el valor sea mayor de 3° deberá ajustarse utilizando para ello el tornillo de ajuste mencionado anteriormente.

Cambio de las bandas

El movimiento de relojería está proyectado para que el tambor efectúe una vuelta completa en un



tiempo ligeramente superior a una semana. El papel de la banda lleva un cuadriculado impreso para registrar las temperaturas durante un período de siete días. Para cambiar la banda se deben hacer las siguientes operaciones:

- Separar la pluma de la banda actuando sobre una pequeña palanca que existe para este objeto.
- Anotar la hora exacta y retirar con precaución la tapadera del instrumento.
- Quitar el tambor de su eje, aflojar la varilla resorte y extraer la banda.
- Dar cuerda al sistema de relojería y, si es necesario, regularlo dándole más adelanto o atraso.
- Llenar la pluma de tinta después de haberla limpiado. Si la última curva registrada tiene un espesor muy grande, u otras imperfecciones, en caso necesario, cambiar la pluma.
- Colocar una nueva banda sobre el tambor. Tener cuidado de que quede bien estirada. Asegúrese de que su borde inferior esté bien aplicado contra el reborde del tambor, que los brazos de la graduación de los dos extremos coincidan y que el final de la banda recubra el principio (y no lo contrario).
- Volver a colocar el tambor sobre su eje. Acercar la pluma a la banda y poner el tambor a la hora exacta haciéndolo girar en sentido contrario al que tiene cuando se mueve por el mecanismo de relojería.
- Cerrar con cuidado la tapadera del instrumento.
- Por medio de la palanca especial para ello, poner la pluma en contacto con la banda.
- Vigilar el funcionamiento del instrumento para asegurarse que el trazo de la curva sea correcto.
- Inscribir sobre la banda que acaba de retirarse las indicaciones particulares, principalmente las fechas y horas de comienzo y fin del registro y las marcas horarias. También deben figurar en la banda el nombre, el indicativo y las características principales de la estación donde se efectúo el registro.

1.6. Requisitos meteorológicos

La meteorología exige la medida, y con frecuencia el registro continuo de la temperatura de:

a) El aire cerca de la superficie
b) El suelo a distintas profundidades
c) La superficie del mar y de los lagos
d) La atmósfera superior

El presente capítulo trata de los apartados a) y b).

1.6.1. Medida de la temperatura del aire

1.6.1.1. Efectos de la radiación

La radiación procedente del sol, las nubes, el terreno y otros objetos circundantes pasa a través del aire sin cambio aparente de temperatura, mientras que un termómetro expuesto libremente a la intemperie puede absorber considerable radiación. Como consecuencia de ello, su temperatura puede diferir de la temperatura verdadera del aire, dependiendo esta diferencia de la intensidad de la radiación y de la relación que existe entre la radiación absorbida y el calor disipado. Para algunos sensores termométricos, tales como el fino alambre utilizado en un termómetro de resistencia, la diferencia puede ser muy pequeña e incluso despreciable, pero en la mayoría de los termómetros operativos más usuales la diferencia puede llegar a ser de hasta 25°C en condiciones extremadamente desfavorables. En consecuencia, es necesario proteger el termómetro de la radiación mediante una garita que sirva de soporte al termómetro y también lo proteja de la precipitación, permitiendo al mismo tiempo la libre circulación del aire a su alrededor o impidiendo cualquier daño accidental.

1.6.1.2. Instalación de los termómetros.

Para poder obtener una correcta medición de la temperatura del aire deben cumplirse los siguientes requisitos:

- Se debe poner en contacto el bulbo del termómetro con el aire dentro de la caseta o abrigo meteorológico, para evitar que los objetos cercanos transfieran calor por radiación o por reflexión de los rayos solares especialmente.
- El abrigo meteorológico debe estar bien ventilado, situado en un lugar donde el aire circule libremente, para que el termómetro sea capaz de captar las variaciones de la temperatura de éste.
- Los termómetros deben estar a una altura de 1.5 m, para disponer de datos comparables entre las estaciones. Esto se debe a que al calentarse la superficie terrestre por la radiación solar, que es la principal fuente de calentamiento del aire, el cual adquiere su temperatura por contacto con el suelo más frío o caliente por conducción y luego en el mismo aire, se produce una mezcla de calor por convección; esto varía con la altura.

1.6.1.3. Medidas para efectuar lecturas correctas.

Para realizar lecturas correctas de temperatura, deben tomarse las siguientes precauciones.

- Los termómetros deben leerse con la mayor rapidez que sea compatible con la precisión, a fin de evitar cambios de temperatura debidos a la presencia del observador.
- Evitar que los rayos incidan en el termómetro.
- Que el depósito del termómetro esté seco.
- Como el menisco del líquido o el índice y la escala del termómetro no están en el mismo plano, la visual debe dirigirse en forma perpendicular a la escala del termómetro, para eliminar de esta manera el error de paralaje. El observador se debe asegurar que se forme una línea recta desde su ojo hasta el menisco o índice.
- Como normalmente las subdivisiones de la escala de un termómetro no van más allá de la quinta parte de un grado, las lecturas con precisión de una décima, que son esenciales para psicrometría deberán de estimarse.
- Los termómetros de máxima, mínima, y tipo Six, deben ser frecuentemente comparados con un termómetro ordinario a fin de tener la seguridad de que no se producen graves errores.

1.6.1.4. Apreciación

La escala de los termómetros viene graduada, generalmente, en grados y 0.5 de grado, pero al hacer la lectura se debe apreciar a simple vista hasta el décimo de grado. Por ejemplo: 19.3°C; 21.8°C; 29.4 °C.

La temperatura del aire es la que indica el termómetro seco del psicrómetro. Para realizar la lectura de un termómetro de líquido en un tubo de vidrio es necesario que esta lectura se haga lo más rápidamente posible para evitar cambios de temperatura debido a la presencia del observador.

La parte superior de la columna de mercurio es una superficie curva llamada menisco. La lectura correcta corresponde al extremo superior del menisco, es decir, el punto "A" de la figura 1.6. Cuando el líquido, como en el caso de mercurio, no moja al vidrio, la curvatura del menisco es la indicada en la misma figura.

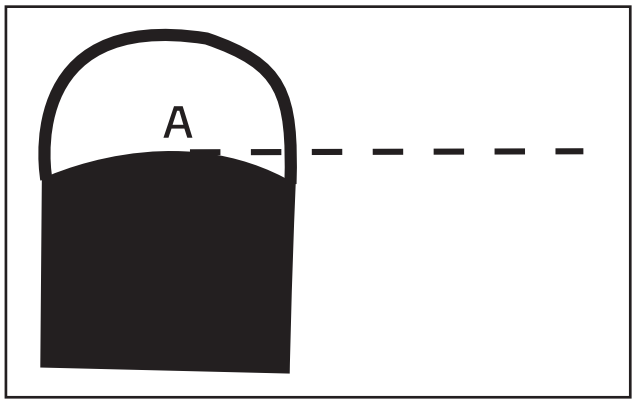


Figura 1.6 Menisco de un termómetro de mercurio en tubo de vidrio

La escala del termómetro está grabada sobre la varilla de vidrio, de modo que se encuentra más cerca del ojo que la columna de mercurio. Por lo tanto, la posición de la extremidad de la columna de mercurio con relación a la graduación de la escala varía en función del ángulo desde el cual se observa. Hay que tener cuidado de no cometer este error de paralaje. Es necesario

que el observador vea el extremo del menisco según una perpendicular al tubo del termómetro.

La lectura de la temperatura del aire debe realizarse con un error inferior a la décima. Esta precisión es necesaria para determinar la humedad del aire. Si el termómetro está graduado en medios grados o en quintos de grado, las lecturas de las décimas deben estimarse.

1.6.1.5. Garita termométrica

La mayoría de las numerosas variedades de garitas con paredes de celosía se fundan en la ventilación natural. En la mayor medida posible una garita deber ser diseñada para que constituya un recinto de temperatura uniforme igual a la del aire exterior. La garita debe rodear completamente a los termómetros e impedir que entre el calor y la precipitación. Las paredes deben ser preferentemente de doble celosía en forma de persiana, y el piso debe estar hecho de listones dispuestos en dos niveles alternados, aunque existen también otros tipos de construcción que satisfacen los requisitos citados. La cubierta debe ser de doble capa, con un espacio de ventilación entre ambas. En climas fríos debido a la gran reflectividad de la nieve (hasta 88 por ciento) la garita tiene que tener doble piso. Al mismo tiempo, dicho piso debe tener la posibilidad de quitarse o inclinarse de modo que se pueda sacar la nieve que haya podido entrar durante una tormenta.

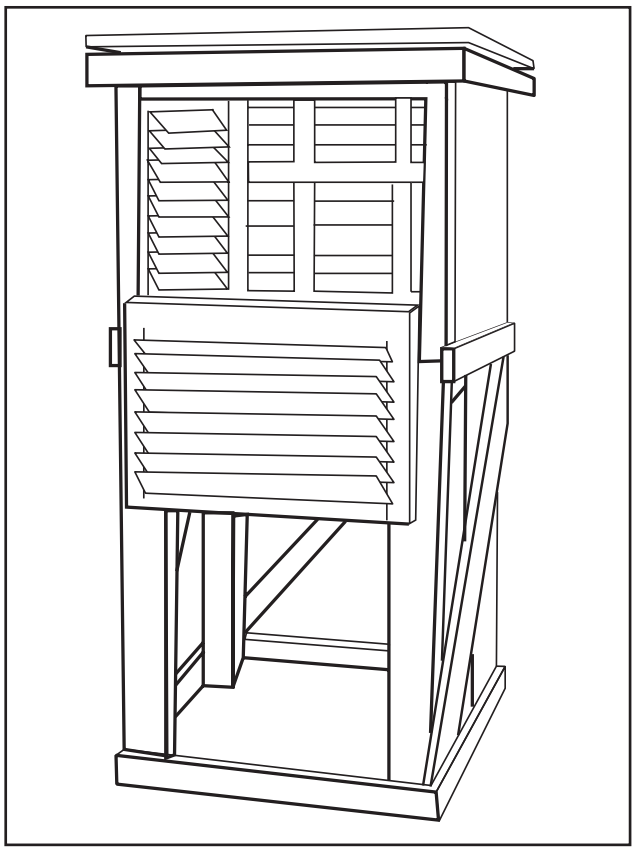


Figura 1.7 Garita termométrica

El tamaño y construcción de la garita debe ser tal que se mantenga la capacidad de acumulación de calor lo más baja posible y, al mismo tiempo, que permita un amplio espacio entre los instrumentos y las paredes. Esta última característica excluye toda posibilidad de contacto directo de los sensores del termómetro con las paredes, lo cual resulta particularmente importante en las zonas tropicales, en donde la insolación puede calentar las paredes hasta el punto de causar un apreciable gradiente de temperatura en la garita. Se debe evitar el contacto directo entre los sensores y el soporte donde están montados los termómetros. La garita debe estar pintada de blanco por fuera y por dentro con pintura no higroscópica.

Cuando las paredes son dobles, el aire comprendido entre ambas capas sirve para reducir la cantidad de calor que de otro modo pasaría de la pared exterior hasta el recinto interior, especialmente con fuerte sol. Cuando el viento es apreciable, el aire que hay entre las paredes cambia continuamente, de modo que la transmisión de calor hacia adentro de las paredes exteriores disminuye todavía más.

La libre circulación del aire a través de toda la garita contribuye a que la temperatura de la pared interior se adapte a los cambios del aire ambiente. De este modo la influencia de la pared interior sobre la temperatura del barómetro queda reducida. Por otra parte, la libre circulación del aire dentro de la garita permite que el termómetro siga los cambios del aire ambiente con mayor rapidez que si actuaran únicamente los intercambios de radiación. Sin embargo, el aire que circula a través de la garita permanece algún tiempo en contacto con las paredes exteriores y, por consiguiente, puede allí alterar su temperatura. Este efecto resulta apreciable cuando el viento es débil, y la temperatura

de la pared externa es muy distinta de la temperatura del aire. Por tanto, cabe esperar que la temperatura del aire en una garita sea superior a la verdadera temperatura del aire en un día de fuerte sol y calma, y ligeramente inferior en una noche despejada y en calma, con errores que quizá lleguen a +2.5°C y –0.5°C respectivamente, en casos extremos. Se pueden introducir errores adicionales por enfriamiento debido a la evaporación procedente de una garita mojada después de la lluvia. Todos estos factores ejercen además una influencia directa en las lecturas de otros instrumentos instalados dentro de la garita, tales como higrómetros, evaporímetros, etc.

Para el trabajo meteorológico general, la temperatura observada debe ser representativa de las condiciones del aire libre en una zona lo más amplia posible en los alrededores de la estación, a la altura comprendida entre 1.25 y 2 m por encima del nivel del terreno. Se especifica la altura sobre el nivel del terreno debido a los grandes gradientes verticales de la temperatura que pueden existir en las capas más bajas de la atmósfera. El mejor emplazamiento para la garita y los termómetros es, por consiguiente, por encima del nivel del terreno, con libre exposición al sol y al viento y no abrigada de árboles, edificios u otras obstrucciones próximas. Se debe evitar el emplazamiento en una ladera muy inclinada o en una oquedad, lugares que sólo deben utilizarse en condiciones excepcionales. En pequeñas poblaciones y grandes ciudades cabe esperar que las peculiaridades locales sean más acentuadas que en los distritos rurales. Las observaciones de temperatura en la terraza de los edificios son de dudosa significación y utilidad debido al variable gradiente vertical de temperatura y al efecto que el edificio mismo ejerce en la distribución de dicha temperatura. En una estación donde la nieve sea persistente y de espesor variable, es posible utilizar un soporte que permite levantar o bajar la garita para mantener una altura adecuada por encima de la superficie de la nieve. En general, la garita sólo necesita una puerta situada de tal modo que el sol no llegue a los termómetros cuando dicha puerta se abra en el momento de la observación. En las zonas tropicales se necesitan dos puertas para utilizarlos en distintos períodos del año. Análogamente, en las regiones polares donde el sol tiene un ángulo muy bajo sobre el horizonte, se deben tomar precauciones para proteger el interior de la garita de los rayos del sol, manteniéndola a la sombra por cualquier procedimiento o utilizando una pantalla montada de tal manera que puede girarse hasta lograr un ángulo adecuado mientras se abre la puerta para realizar las lecturas.

Aunque la mayoría de las garitas están hechas de madera, algunos recientes diseños que utilizan materiales plásticos ofrecen mayor protección contra la radiación, debido a la nueva forma de sus celosías en persiana que permite una mejor circulación del flujo de aire. En todo caso, tanto la garita como su soporte deben estar construidos con materiales robustos y firmemente instalados de modo que se reduzcan al mínimo los errores de las lecturas de los termómetros de máxima y de mínima causados por la vibración del viento o por el paso de vehículos pesados. En algunas zonas, donde la vibración del viento no puede ser completamente amortiguada, se recomienda la utilización de un soporte elástico en forma de escuadra para el montaje. El terreno situado por debajo de la garita debe estar sembrado de hierba o, en zonas donde la hierba no crece, debe ser la misma superficie que haya en toda la zona.

La garita debe mantenerse limpia y volverse a pintar periódicamente; en muchos lugares basta pintar la garita cada dos años, pero en las regiones afectadas por la contaminación atmosférica puede ser necesario hacerlo todos los años.

Como medio de reducir los errores debidos a una ventilación insuficiente, y más especialmente para contribuir a una psicrometría precisa se ha recomendado que se utilice la ventilación artificial junto con garitas adicionales de radiación en las estaciones sinópticas, especialmente para los termómetros eléctricos que no exigen una garita espaciosa.

1.6.1.5.1. Ventilación artificial

La principal alternativa a la exposición en una garita de ventilación natural consiste en proteger el termómetro seco de la radiación directa, situándolo en el eje de dos pantallas cilíndricas concéntricas y haciendo pasar una corriente de aire (de velocidad compren-

dida entre 2.5 m s-1 y 10 m s-1) entre las pantallas orientadas hacia el termómetro seco. Este tipo de exposición es normal en los psicrómetros. Las pantallas son habitualmente de metal muy pulido para reducir la radiación solar que puedan absorber. La pantalla interior se mantiene en contacto con una corriente de aire sobre ambos lados, de modo que su temperatura y, por consiguiente, la del termómetro se aproxime con mucha precisión a la del aire. Estas pantallas se montan habitualmente con sus ejes en posición vertical; la cantidad de radiación directa procedente del suelo que entra a través de la base de dichas pantallas, es pequeña y todavía puede reducirse más prolongando la base de las pantallas apreciablemente por debajo del termómetro seco. Cuando se recurre a una ventilación artificial, mediante un ventilador eléctrico, se debe procurar impedir que llegue a los termómetros el calor procedente del motor y del ventilador. Correctamente aplicada, esta ventilación artificial reduce los errores debidos a la falta de aireación.

1.6.2. Medida de la temperatura mínima de la hierba y de la temperatura del suelo

1.6.2.1. Medida de la temperatura mínima de la hierba

La temperatura mínima de la hierba es la más baja alcanzada durante la noche por un termómetro libremente expuesto a la intemperie exactamente por encima de una hierba corta. La temperatura se mide con un termómetro de mínima, tal como el descrito en el párrafo 1.4.2.3. El termómetro debe estar montado en soportes adecuados, de modo que quede inclinado con un ángulo de aproximadamente 2° con respecto a la horizontal, estando el depósito del termómetro más bajo que el resto, a una altura comprendida entre 25 mm y 50 mm por encima del terreno y en contacto con los extremos de la hierba. Cuando el terreno está cubierto de nieve, el termómetro debe instalarse justo encima de la superficie de la nieve o lo más cerca posible de ella, pero sin tocarla.

Normalmente, el termómetro se pone en estación durante la última hora de observación que se realice antes de la puesta del sol y su lectura se hace a la mañana siguiente. El instrumento se mantiene en una garita o dentro de una habitación durante el día. No obstante, en las estaciones donde el observador no está disponible a la hora de la puesta del sol, puede ocurrir que el termómetro quede expuesto durante el día.

Propuesta: en el caso del Observatorio, se propone utilizar un termómetro de alcohol.

1.6.2.2. Medida de la temperatura del suelo

Las profundidades normalizadas para medir la temperatura del suelo son; 5, 10, 20, 50 y 100 cm de profundidad, se pueden agregar profundidades adicionales. Cuando el terreno está cubierto regularmente con

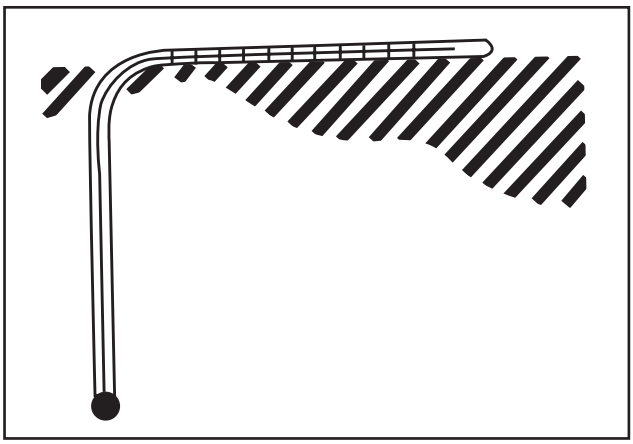


Figura 1.9 Termómetro de suelo

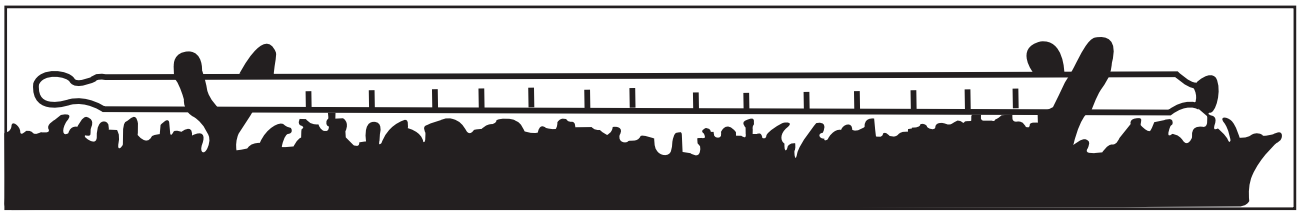


Figura 1.8 Temperatura de mínima sobre hierva

nieve es necesario medir la temperatura en la capa de nieve también. Se debe anotar el tipo de suelo, cubierta vegetal, dirección y pendiente general del terreno, además de las características físicas del suelo como densidad, conductividad térmica y contenido de humedad del suelo, estructura y nivel del nivel freático.

Tiempo de respuesta

En estaciones meteorológicas ordinarias no es adecuado utilizar termómetros con una pequeña constante de tiempo, debido a que el aire fluctúa continuamente hasta 1 o 2 grados en pocos segundos y por consiguiente sería necesario tomar el valor de la media de varias lecturas, lo cual sí puede hacerse en una estación automática.

1.7. Calibración

Los termómetros deben contar con una calibración periódica. Una manera de evaluar el instrumental es compararlo con un equipo de referencia y realizar un análisis. La información recolectada en el experimento de calibración debe ser analizada y evaluar el error del sistema. Uno de los métodos recomendados es el análisis de regresión lineal para evaluar el error y la calibración de un instrumento. Donde las variables a comparar son los datos observados del instrumento a calibrar con respecto al de referencia. Para el análisis se usa la técnica de análisis de regresión de mínimos cuadrados. Además se puede determinar los intervalos de confianza a partir de la desviación estándar multiplicada por un valor apropiado de "t de Student". (Mitchell Bailey W., 1983).

Se requiere del siguiente equipo de calibración auxiliar.

- Termómetros para el control del 0°C, con una división de escala de 0.02°C
- Termómetros para el control del punto de ebullición del agua, con una división de escala de 0.02°C
- Termómetros de resistencia de platino y medidores de resistencia relacionados (exactitud compatible con 5x10-5 del error de medición relativo); voltímetro de exactitud superior;

El equipo de comprobación y calibración que debe tener un laboratorio para la calibración de sensores de temperatura, es el siguiente:

- Baño de comprobación termométrica, por inmersión parcial del termómetro

Cuadro 1. 3. Puntos fijos en la definición de la Escala Internacional de Temperatura (ITS-90) en el intervalo de temperatura –200 °C a 1100 °C.

Punto fijo	Propiedad física	Temperatura°C	Termómetro de interpolación
Argón	Punto triple	-189.3442	TERP
Mercurio	Punto triple	-38.8344	TERP
Agua	Punto triple|	0.0100	TERP
Galio	Punto de fusión	29.7646	TERP
Indio	P. de congelación	156.5985	TERP
Estaño	P. de congelación	231.9280	TERP
Zinc	P. de congelación	419.5270	TERP
Aluminio	P. de congelación	660.3230	TERP
Plata	P. de congelación	961.780	TERP
Oro	P. de congelación	1064.180	TR

TERP.- Termómetro Estándar de Resistencia de Platino (Standard Platinum Resistance Thermometer).

RT: Termómetro de radiación Punto triple del agua. Sólido, líquido y gas en equilibrio

- Baño de comprobación termométrica, por inmersión total del termómetro
- Gabinete de comprobación del termógrafo
- Cámara termohigrométrica
- Higrostato de comprobación de higrógrafo (una duplicación de la cámara termohigrométrica).
- Termostato de punto de ebullición del agua (no obligatorio)

Nota: la constancia de temperatura de los termostatos usada en los procedimientos de calibración termométrica debe ser compatible con el error de calibración del termómetro bajo prueba.

Ejemplos de los procedimientos de calibración de temperatura a manera de guión

Un método simple y de mucha precisión de calibración para la temperatura es el método de puntos fijos. Como todo método tiene sus limitaciones, por ejemplo no tiene puntos fijos sobre algunos intervalos de temperatura, entre otros.

El procedimiento consiste en reproducir las temperaturas de referencia que se miden con un Termómetro Estándar de Resistencia de Platino (TERP) o bien un termómetro de radiación (TR), considerados como termómetros de interpolación, y esta observación se compara con el termómetro a calibrar.

Concluyendo, el equipo necesario para realizar la calibración de termómetros son los termómetros de interpolación (el TERP y el RT), así como los elementos para reproducir los puntos de referencia.

Otra manera de calibrar es por medio de una cámara de inmersión con control termostático.

Los termómetros de líquidos en tubos de vidrio deben ser calibrados en grupo en un baño de calibración, antes de enviarlos a las estaciones.

Una vez recolectados se realiza un análisis estadístico, con el objetivo de determinar el error del sensor y corregir la información previamente recolectada.

La periodicidad de calibración depende del tipo de sensor:

Los termómetros de resistencia metálica deberían ser verificados anualmente con un instrumento patrón.

Los termómetros de resistencia eléctrica de semiconductores no son muy estables debido a que el sensor envejece rápidamente, por lo que se recomienda compararlo mensualmente con un termómetro confiable.

Los resultados de la calibración deberían registrarse en el certificado del termómetro.

Los termómetros utilizados en psicrometría deben ir acompañados de un certificado de correcciones, que los especifique con una precisión de +0.1°C al menos para seis puntos equidistantes en toda la gama. En las estaciones sinópticas, los termómetros deben ser verificados con un instrumento patrón de referencia cada uno o dos años. Es especialmente conveniente realizar una verificación frecuente de los termómetros de máxima y mínima.

Cuando los termómetros se utilicen en forma de pares psicrométricos, deben elegirse de modo que se reduzcan al mínimo las diferencias entre ambos termómetros. Las tolerancias permitidas para estas diferencias son ±0.2°C por arriba de 0°C y ±0.1°C por debajo de 0°C.

II. Presión atmosférica

2.1 Introducción

En virtud de su peso, la atmósfera gaseosa de la Tierra ejerce una presión sobre la superficie terrestre. Esta presión es igual al peso de una columna vertical de aire de sección transversal unitaria, que actúa por encima de la superficie de la Tierra, extendiéndose hasta los límites exteriores de la atmósfera. La existencia de la presión atmosférica fue demostrada primero por Torricelli (1643). Hasta la invención del llamado barómetro aneroide (1848), el barómetro de mercurio fue el único instrumento práctico para medición de la presión atmosférica.

La columna de mercurio del barómetro permanece en equilibrio con la columna de aire. Los cambios de la presión atmosférica provocan cambios de longitud de la columna de mercurio, siendo ésta la razón tradicional para el uso de una escala barométrica graduada en milímetros o pulgadas de mercurio. Además de la presión atmosférica, la longitud de la columna de mercurio depende de otros factores tales como la temperatura y la fuerza de gravedad. Esto conduce a la definición de las llamadas condiciones estándar de medición de presión. Se aceptan como estándar, una temperatura de 0 °C (densidad del mercurio 13.5951 g cm-3) y una aceleración provocada por la fuerza de gravedad ga = 9.80665 m/s-2. Se debe recalcar que ga no es el valor a 45 °C de latitud y nivel del mar.

Fundamento de los instrumentos de medición de la presión.

Barómetro de mercurio.- La presión de la atmósfera es equilibrada por el peso de la columna de mercurio. El peso de la columna puede determinarse en la balanza especial o por una sección transversal conocida de la columna, leyendo directamente en unidades de presión equivalentes en una escala que mide la longitud de la columna.

Barómetro aneroide.- La presión puede ser equilibrada en relación con una membrana a resorte de una cápsula metálica evacuada. Una variación de la presión atmosférica implica una deformación de la membrana, la cual convenientemente amplificada puede ser representada en una escala graduada, sea en milímetros o en hectopascales.

Hipsómetro.- La temperatura de ebullición de un líquido depende de la presión atmosférica. A una temperatura dada, la presión de vapor del líquido se equilibra con la presión atmosférica y el líquido comienza a hervir. La relación entre la temperatura de ebullición del liquido y la presión atmosférica hace posible la medición de esta última.

Los tres principios anteriores de medición son fundamentales para el uso de los instrumentos de presión meteorológica.

2.2 Unidades y conversión

En meteorología, la presión atmosférica se da en hectopascales (hPa). 1 hPa = 100 Pa, siendo el pascal (Pa) la unidad de presión internacional estándar básica.

Dado que 1 Pa = 1 N m^{-2}
1 hPa = 100 N m^{-2}
Dado que también 1 mb = 100 N m^{-2}
1 hPa = 1mb

La unidades en milímetros y pulgadas de mercurio no están en uso corriente, sin embargo para la presión atmosférica todavía circulan como tales. La información siguiente presenta la conversión para las distintas unidades de presión (suponiendo condiciones normales).

1 hPa. = 0.750062 mm Hg = 0.02953 pulg. Hg
1 mm Hg = 1.333224 hPa = 0.03937008 pulg. Hg.
(1 pulg. = 2.54 mm Hg)

Bajo condiciones normales, una columna de mercurio de 760 mm ejerce una presión de 1013.250 hPa, lo cual corresponde a 10 322.92 kg m^{-2}.

2.3 Requisitos que debe satisfacer un buen barómetro

Los requisitos con que debe contar un barómetro para una estación son los siguientes:

La inercia de los barómetros de mercurio de las estaciones terrestres es habitualmente muy pequeña en comparación con la de los barómetros marinos y con la de los instrumentos de medida de la temperatura, humedad y viento.

2.4 Instalación del instrumento (emplazamiento)

El emplazamiento del barómetro en la estación, deberá elegirse con cuidado. Los principales requisitos que ha de cumplir el lugar de exposición son:

a) Temperatura uniforme
b) Montaje sólido y vertical
c) Protección contra el manejo brusco y buena iluminación
d) Protegido en todo momento de los rayos del sol
e) No debe haber un sistema de calefacción
f) No debe de haber vibraciones en el lugar

a) Su precisión no debe variar durante largos períodos de tiempo.
b) Debe ser de lectura fácil y rápida.
c) Debe ser transportable sin pérdida de precisión.
d) El diámetro interior del tubo no debe ser inferior de 7 mm y de preferencia debe tener 9 mm.
e) El tubo debe ser preparado y llenado al vacío. La pureza del mercurio tiene considerable significación. Debe ser bidestilado, desengrasado, repetidamente lavado y filtrado.
f) La temperatura real a la que se supone que la escala da lecturas correctas (con gravedad normal) debe estar grabada en el barómetro, la escala debe ser preferentemente calibrada para que dé lecturas correctas a 0 ° C.
g) Los meniscos no deben ser planos, a menos que el diámetro interior del tubo sea grande (> 20 mm).
h) En la calibración, con respecto a un barómetro patrón cuyo índice de errores sea conocido o permitido, no se deben exceder las siguientes tolerancias en un barómetro de estación:
   Error máximo permisible a 1000 hPa ..... ±0.3 hPa
   Error máximo permisible a cualquier otra presión para un barómetro cuya amplitud media:
   i) No descienda más de 800 hPa ..... ±0.5 hPa
   ii) Se extienda a prensiones inferiores a 800 hPa ..... ±0.8 hPa
   Diferencia entre errores en un intervalo de 100 hPa o menos ..... ±0.3 hPa
i) Para un barómetro marino el error en un punto no debe exceder de ..... 0.5 hPa

Los mismos requisitos se aplican a los barómetros tipo aneroide, más la condición de que el instrumento debe ser leído en la misma posición (vertical u horizontal) en que se hallaba cuando fue calibrado.

Entre otras consideraciones se recomienda situar los instrumentos en lugares de fácil acceso, con buena iluminación y ventilación en el momento de la observación. Los instrumentos no estarán expuestos a la luz directa del sol ni tampoco a bruscos cambios de temperatura.

Se recomienda conservar el barómetro dentro de una caja de madera con cubierta de vidrio, construida para este fin y colgada a un muro principal interno, de manera que la escala del barómetro quede a nivel de la vista. Al efectuar las lecturas, el observador deberá dirigir su vista a la parte superior del menisco de mercurio de manera rigurosamente horizontal.

Todas las lecturas deberán hacerse con una precisión de 0.1 (mm Hg, ó hPa).

2.5 Instrumentos de medición

Estos instrumentos consisten en un tubo de vidrio montado verticalmente, cerrado en el tope, lleno con mercurio y teniendo su extremo inferior abierto sumergido en una cubeta semillena de mercurio. La presión atmosférica que actúa sobre la superficie abierta de mercurio en la cubeta equilibra el peso de la columna de mercurio del tubo barométrico (figura 2.1) donde el tubo es suficientemente largo para permitir el cambio de altura de la columna de mercurio en función de las variaciones de la presión atmosférica. La altura de la columna de mercurio es medida por una escala fijada al tubo. Dado que la temperatura afecta tanto a la columna de mercurio como a la escala, se agrega un termómetro a la escala del barómetro; las lecturas del termómetro se usan en la corrección por temperatura de la presión.

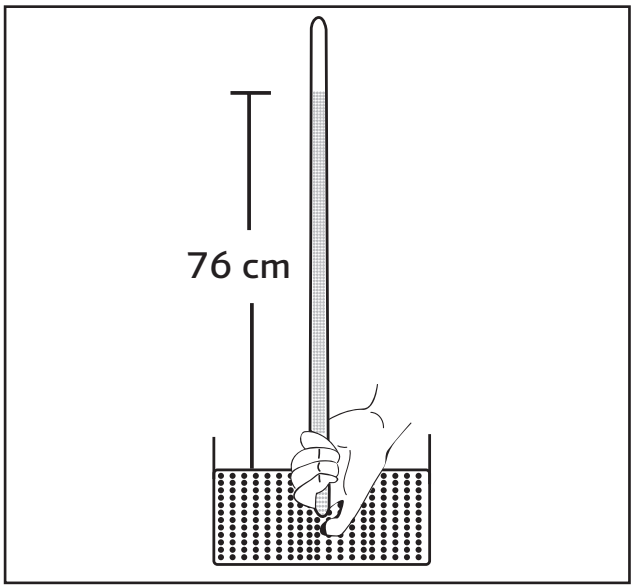


Figura 2.1 Experimento de Torricelli

Probablemente los dos tipos más comunes de barómetros de mercurio son: los barómetros Fortín y de escala compensado.

2.5.1 El barómetro Fortín

Responde a la descripción ya dada del barómetro de mercurio. Hay sin embargo unos pocos detalles que necesitan de comentarios complementarios.

La cubeta del barómetro Fortín (figura 2.2) se compone de tres partes principales fondo de cuero con un tomillo para ajustar el nivel de mercurio de la cubeta, la pared del tubo de vidrio de la cubeta, el tope de la cubeta con un punto de referencia (índice de marfil, cuya punta es usada como nivel de referencia indicando el cero de la escala barométrica). Las partes de la cubeta se mantienen unidas por medio de pernos, y el mercurio de la cubeta es mantenido alejado de las partes metálicas por medio de bujes de madera, dado que el mercurio se amalgama con algunos metales (bronce, aleaciones, plata, etc.). Un pequeño agujero en el tope de la cubeta, provisto de un tomillo, constituye la única entrada de aire atmosférico a la cubeta.

La cubeta va fija a un tubo metálico ranurado, el cual lleva encima la escala del barómetro y el termómetro adjunto. El tubo de metal actúa como protector del tubo barométrico de vidrio.

La altura precisa de la columna de mercurio se calcula por medio de una escala vernier (figura 2.3) montada en la abertura de la parte superior del tubo metálico. La escala vernier es movida respecto de la escala principal por medio de micrómetro.

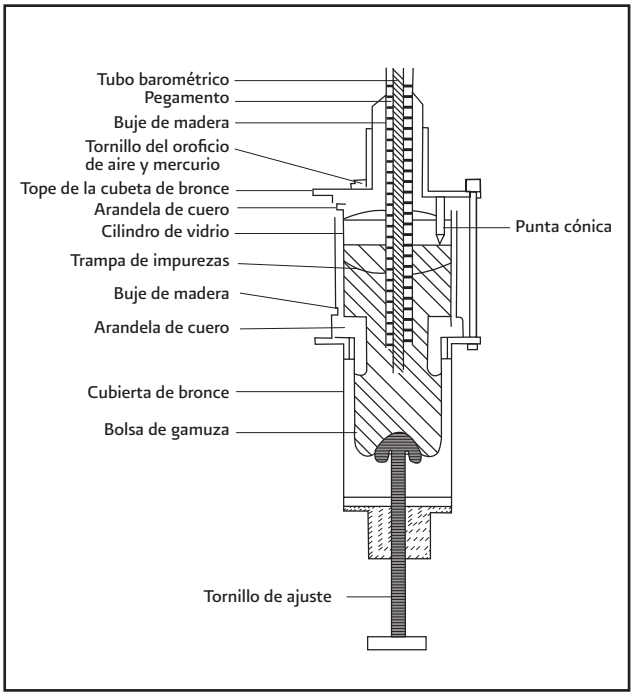


Figura 2.2 Cubeta del barómetro de Fortín

El tubo metálico protector ranurado viene provisto en su extremo superior de un gancho de metal para colgar el barómetro de la pared.

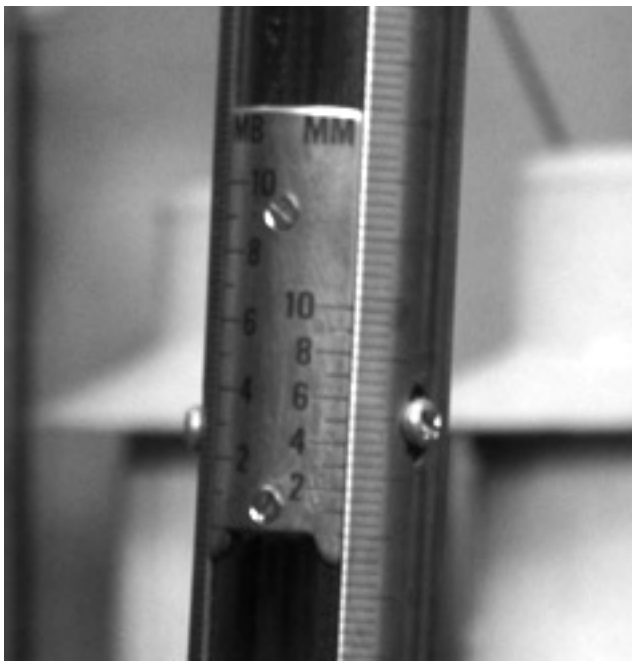


Figura 2.3 Vernier del Barómetro

El vernier forma parte de todos los barómetros de mercurio aquí considerados. En esencia es una escala adicional móvil, capaz de deslizarse a distintas posiciones de la escala principal, de tal forma que su borde inferior visualmente "toque" la imagen del menisco de mercurio, visto a través de la ranura del tubo protector.

En general, el vernier posee en su escala n divisiones, con una longitud de ese total n que corresponde a una longitud de n -1 divisiones de la escala principal. De esta manera, una división de la escala vernier difiere de una división de la escala principal, en 1/n de una división de escala principal.

Cuando leemos el barómetro, el borde inferior de la escala del vernier (el punto cero de la escala) es puesto en contacto visual con el tope del menisco de la columna de mercurio. Si se encuentra que el cero del vernier cae entre dos divisiones de la escala principal, se debe tomar nota de la división de la escala vernier que coincide con una división de la escala principal. El valor numérico de esta división de la escala vernier representa la fracción de una división de la escala principal que coincide con el cero vernier que está por encima de la división de la escala principal inmediatamente por debajo de ese cero vernier.

Por ejemplo, supongamos que el vernier tiene diez divisiones de escala con una longitud total igual a nueve divisiones de la escala principal. Además vamos a suponer que el cero vernier está ubicado entre 753 y 754 mm de la escala principal, mientras que la sexta división del vernier coincide con una división de la escala principal. Entonces, la presión atmosférica a leerse sobre la escala es 753.6 mm, dado que hay seis décimos de la división 754ª de la escala principal por arriba de 753 mm.

Además de la razón 10:9 entre las divisiones del vernier principal, hay otras relaciones como: 20 d.e.v. = 19 d.e.p.* o 50 d.e.v. = 49 d.e.p. En cada caso, la división de la escala vernier es más pequeña que una división de la escala principal, en l/*n* ava parte de la división de escala principal (*n* = número de divisiones de la escala vernier). Esto indica en efecto la exactitud de lectura obtenible: 1/10, 1/20 = 0.05 o 1/50 = 0.02 mm o hPa según corresponda.

*Nota: d.e.p (divisiones de la escala principal), d.e.v. (divisiones de la escala del vernier).

2.5.1.1 Cómo hacer las observaciones en el instrumento

El procedimiento de lectura del barómetro Fortín se realiza siguiendo los siguientes pasos:

1. Haga la lectura del termómetro adjunto hasta el 0.1 °C más cercano y anótela.
2. Usando el tornillo del fondo, ajuste el nivel del mercurio en la cubeta justa hasta tocar el punto de referencia (observe la imagen de la punta de marfil en "espejo" de la superficie de mercurio de la cubeta).
3. Sacuda suavemente el tubo del barómetro con su dedo índice para despegar alguna cantidad de mercurio adherida a la pared del tubo de vidrio. Controle el nivel y si fuera necesario repita el paso 2.
4. Manteniendo su nivel visual a la altura del menisco de mercurio del tubo, lleve el borde de acero del vernier hasta que entre en contacto visual con el tope de la columna de mercurio.
5. Lea la presión atmosférica, hasta el 0.1 hPa (o mm, según la escala) más cercano, y anótelo.

Se debe prestar atención especial al paso 4 de los procedimientos de lectura: el borde del cero del vernier nunca debe "cortar" el tope ni dejar una distancia libre por arriba del menisco de la columna mercurial. La línea cero debe aparecer como tangente al punto más alto del menisco.

2.5.1.2 Correcciones

Las lecturas barométricas deben ser reducudas a condiciones estándar. En las convenciones barométricas internacionales se han establecido las siguientes normas:

– Con objeto de relacionar la dencidad del mercurio a la temperatura observada con su densidad normal, las lecturas del barómetro se reducen a un valor de temperatura de 0°C.
– La densidad normal del mercurio a 0°C (símbolo $\rho_{Hg,0}$) se considera que es 1.3595 X 10^{-4} Kg m^3 para efectos de cálculo de las presiones absolutas mediante la ecuación hidrostática.
– El mercurio de la columna de un barómetro se considera convecionalmente como un fluido incomprensible.

La utilización de mercurio impuro causará errores en la presión indicada, porque ésta es proporcional a la densidad del mercurio.

Para que las lecturas barométricas efectuadas en distintas estaciones sean comparables, se deben efectuar correcciones.

En cada barómetro de la red nacional se le deben aplicar las tres correcciones siguientes:

Corrección por gravedad

Para la realización de esta corrección se debe aplicar la presente ecuación:

CL=0.00259 X COS 2 X PM
CA=0.000000196 X ALTITUD X PM
CG=CL + CA

Donde:
CL=Corrección por latitud
CA=Corrección por altitud
PM= Presión media
CG= Corrección por gravedad
(Φ)= latitud

Ejemplo:

Calcularemos la corrección por gravedad del observatorio de Tacubaya, Distrito Federal , el cual tiene una latitud de 19° 24, , una longitud de 99° 11', una altitud de 2302.9 m y una presión media de 774.3 hPa.

El primer paso para poder calcular la formula es convertir la latitud y longitud en valores decimales, para ello al valor de los minutos se divide entre 60 y obtenemos:

Latitud (Φ)= 19.4
PM=774.3 hPa

CL=0.00259 X COS 2 (Φ) X PM
CL=0.00259 X COS 2(19.4) X 774.3= 0.00259 X 0.7793 X 774.3= 1.56

CA=0.000000196 X ALTITUD X PM
CA-=0.000000196 X 2302.9 X 774.3= 0.3494

CG=CL + CA
CG=1.56+0.3494=1.90

El valor de la corrección por gravedad para el observatorio de Tacubaya es de 1.90

Notas:

Es necesario aclarar que el valor de la corrección por gravedad siempre se resta, del valor de la presión obtenida directamente del barómetro. Es por ello que para no crear confusión, al resultado hay que considerarlo un valor absoluto, para el cálculo final de la presión real al nivel de la estación.

En cálculo de corrección por gravedad se realiza una sola vez, es necesario repetirlo cuando existan modificaciones en la latitud, longitud y altitud debido a que sean estimadas con mayor precisión por equipo cada vez más confiable, así también se repetirá, cada que sea estimada nuevamente la presión normal o promedio del observatorio.

Corrección por temperatura

En esta parte tenemos que tomar en cuenta la expansión del mercurio con la temperatura. Para esta corrección se requiere el valor de temperatura del termómetro que se encuentra junto al barómetro (termómetro fijo), así como de la tabla Smithsoniana (tabla 2.1) que se encuentra al final de este capítulo.

Por ejemplo:

Para calcular la corrección por temperatura del observatorio de Tacubaya, Distrito Federal, teniendo una temperatura de termómetro fijo de 24.5° C, con una lectura barométrica de 779.66 hPa o mb. se siguen los siguientes pasos:

Con ambos datos, el de temperatura y presión, nos remitimos a la tabla Smithsoniana, que esta conformada como sigue:

- En el encabezado horizontal, después de los títulos, se encuentran los valores de presión, ya sea en milibares o en milímetros de mercurio:
- En forma vertical del costado izquierdo, se encuentran los valores de temperatura en enteros, los decimos de temperatura se encuentran en la parte horizontal, debajo del valor de presión.

En el caso de que los valores de las tablas no se ajusten a nuestros valores se buscará el valor más próximo. En el ejemplo que estamos tratando en la tabla no existe un valor de corrección para una presión de 779.66, es por ello que tomamos el valor más próximo que es 780 hPa o mb. Para el caso de la temperatura, como no se tiene un valor de tabla exacto a 24.5, se puede tomar el valor que corresponde a 24.4 o 24.6.

Se busca la intersección de ambos valores y tenemos la corrección por temperatura. Para el caso que nos atañe es 3.12, y a este valor se le tiene que restar a la presión registrada por el barómetro.

Corrección por instrumento

Los barómetros periódicamente deben ser calibrados en base a intercomparaciones con un patrón de referencia nacional que a la vez se calibra con un patrón internacional; esta actividad se debe realizar una vez al año para asegurar que nuestro barómetro realiza mediciones correctas. Con la calibración se estima el valor llamado corrección por instrumento, que hay que sumar o restar a la presión medida en el barómetro, para obtener el valor preciso.

Ejemplo:

Para el caso del observatorio de Tacubaya, Distrito Federal a través de una calibración se determinó como corrección por instrumento un valor de +0.18; este valor al ser positivo se debe sumar de la presión medida en el instrumento.

Cuantificación de la presión real de la estación

Una vez cuantificados los tres tipos de corrección citados anteriormente se puede estimar la presión real de la estación, de la siguiente forma:

PE=LB-CT-CG ±CI

Donde:
PE= Presión real de la estación
LB=Lectura del barómetro
CT=Corrección por temperatura
CG= Corrección por gravedad
CI= Corrección por instrumento

Ejemplo:

Mismo ejemplo que hemos venido resolviendo del observatorio de Tacubaya, Distrito Federal, con los siguientes valores:

Latitud=19° 24'
Longitud= 99° 11'
Altitud= 2302.9 m. s. n. m.
Presión media= 774.3 hPa
Una temperatura del termómetro fijo
(el termómetro que está junto al barómetro)=24.5
Lectura del barómetro= 779.66 hPa
Corrección por instrumento= +0.18
Corrección por gravedad= 1.90
Corrección por temperatura=3.12

PE=LB-CT-CG ±CI
PE=779.66 - 3.12 - 1.90 + 0.18=774.82 hpa

La presión real de la estación que debe transmitirse y conservarse para la atención de todos los usuarios es: 774.82

Nota:

En una reunión de expertos de la OMM, se determinó que la presión se debe cuantificar en hectopascales en honor al físico Pascal. El hectopascal (hPa) tiene la misma equivalencia que un milibar (mb).

2.5.1.3 Corrección tipo.

La corrección tipo es un nuevo procedimiento para reducir la presión de la estación a nivel medio del mar, y se realiza por medio de la siguiente ecuación (autor: Neal Lott, sin publicar):

(2.1)

$$\mathrm{Pr} = 10\left[\left(\frac{1}{\frac{273.15+TBS}{0.01478*H}+0.202977}\right)+\log(Pe)\right]$$

Donde:

Pr Presión reducida al nivel del mar [mb]
Pe Presión de la estación (lectura del barómetro) [mb]. Este valor es el que se obtiene después de aplicar las correcciones por gravedad, instrumento y temperatura
TBS Promedio de temperatura del bulbo seco [°C], de las últimas 12 horas
H Elevación de la estación [m]
Log Función logarítmica de base 10

Ejemplo:

Calcular la presión reducida al nivel del mar, para el observatorio de Tacubaya, con una elevación de 2300.9 msnm, y una temperatura de 20.0 °C, donde la presión de la estación es de 779.4 mb.

Aplicando la ecuación y sustituyendo valores:

$$\mathrm{Pr} = 10\left[\left(\frac{1}{\frac{273.15+20.0}{0.01478*2300.9}+0.202977}\right)+\log(779.4)\right]$$

$$\mathrm{Pr} = 10\left[\left(\frac{1}{\frac{293.15}{34.0073}+0.202977}\right)+2.8918\right]$$

$$\mathrm{Pr} = 10\left[\left(\frac{1}{8.6202+0.202977}\right)+2.8918\right]$$

$$\mathrm{Pr} = 10\left[\left(\frac{1}{8.8232}\right)+2.8918\right]$$

$$\mathrm{Pr} = 10^{[0.1133+2.8918]}$$

$$\mathrm{Pr} = 10^{3.0051}$$

$$\mathrm{Pr} = 1011.8081\,\mathrm{mb}$$

2.5.2 El barómetro de escala compensada (barómetro de cubeta fija)

El barómetro de escala compensada es más conveniente en la operación, ya que la cubeta no tiene un fondo de

cuero y no hay ajustes del nivel del mercurio en la cubeta. La escala del barómetro, que en todos los otros aspectos se parece a la del barómetro Fortín, está compensada por los cambios de nivel del mercurio en la cubeta.

A continuación veamos la exposición de un razonamiento que fundamenta la contracción de las divisiones de la escala (figura 2.4):

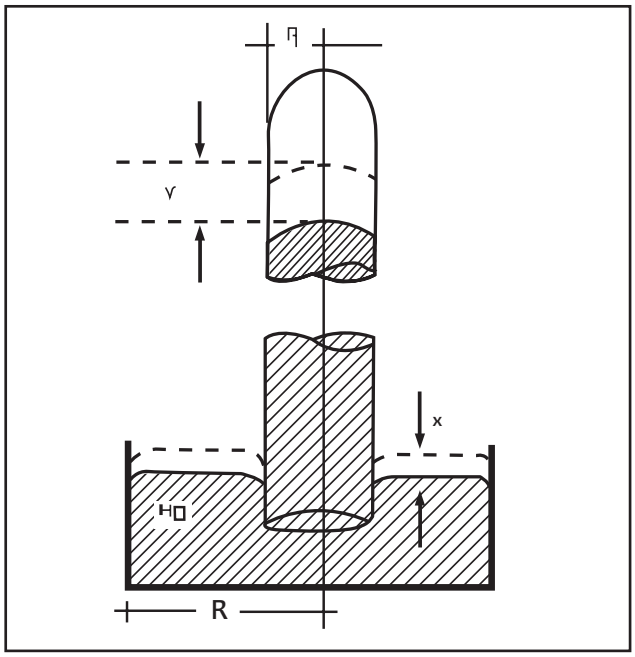


Figura 2.4 Tubo y cubeta barométrica

Consideremos la respuesta del barómetro a un cambio de presión de 1 mm en la columna de mercurio y encontremos el valor de una división de escala en la escala contraída.

Suponiendo que el cambio de presión provoca un cambio y (por ejemplo un aumento) en la altura del menisco del tubo de mercurio, y un cambio correspondiente (disminución) x en el nivel de mercurio dentro de la cubeta, se cumplirá la siguiente relación:

$$x + y = 1\ldots\ mm \qquad (2.2)$$

Obviamente, el cambio de volumen de la cubeta, V1, es igual al (2.2) cambio de volumen en el tubo, V2, donde R y r1 son los diámetros de la cubeta y del tubo barométrico respectivamente.

$$V_1 = \pi(R^2x - r_1^2x) \qquad (2.3)$$

$$V_2 = \pi r^2 y \qquad (2.4)$$

pero: $$V_1 = V_2 \qquad (2.5)$$

por lo tanto:

$$x = \frac{yr^2}{R^2 - r_1^2} \qquad (2.6)$$

Sustituyendo la ecuación (2.6) en la ecuación (2.2) obtenemos:

$$y = \frac{R^2 - r_1^2}{R^2} \qquad (2.7)$$

Obviamente, si la división de escala del barómetro es contraída al valor de y, de la (2.7), mientras ella se lea como 1 mm, no habrá necesidad de un ajuste del nivel de la cubeta.

Para una determinada confección del barómetro, teniendo una escala milimétrica, la división de escala contraída es y = 0.980 mm.

Los cálculos para la escala contraída expresada en hectopascales se pueden efectuar casi en la misma forma

2.5.2.1 Cómo hacer las observaciones en el instrumento.

La lectura del barómetro de escala contraída se realiza en cuatro pasos:

1. Tome una lectura del termómetro adjunto, apreciando hasta el 0.1 °C y anótelo;
2. Usando el dedo índice, sacuda suavemente el tubo del barómetro para despegar el mercurio que se hubiera adherido a la pared del tubo;
3. Coloque el borde del cero del vernier en contacto visual con el menisco de la columna de mercurio, mientras mantiene el nivel de la vista alineado con él;
4. Lea la escala del vernier en el 0.1 hPa mas cercano, y anótelo;

La presión leída debe ser corregida por error de índice y llevada a condiciones normales.

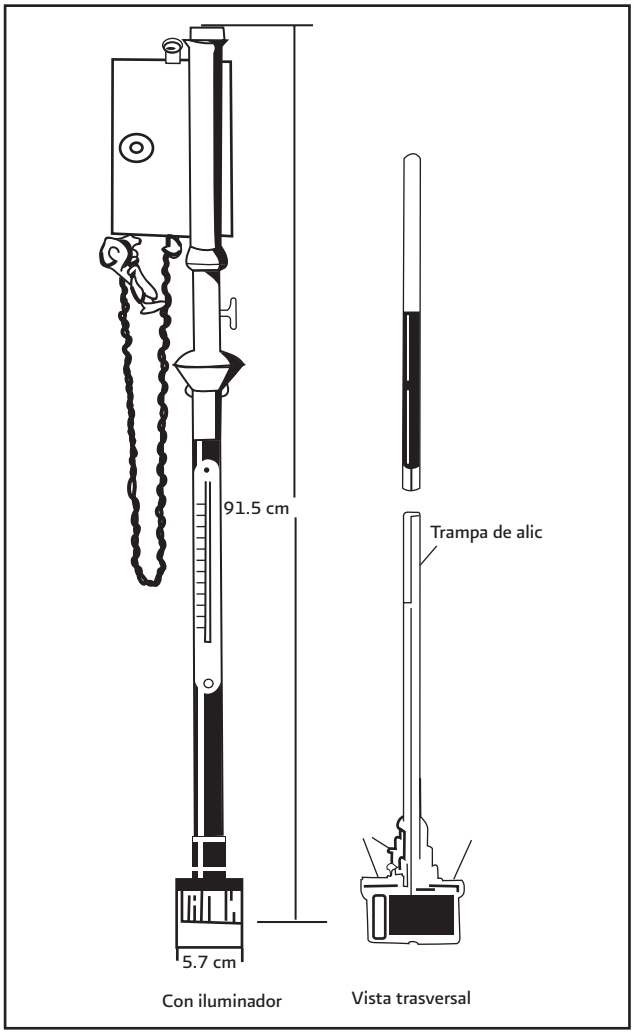


Figura 2.5 Barómetro de escala compensada

2.5.3 Barómetros aneroides

El barómetro aneroide clásico tiene grandes ventajas, con respecto al barómetro de mercurio como su reducido tamaño y facilidad de transporte, que lo hace especialmente adecuado para su utilización en el mar o en el campo. Las partes esenciales son una cámara metálica cerrada en la que se ha hecho total o parcialmente el vacío, y un fuerte sistema de muelles que impide que la cámara se destruya debido a la presión atmosférica externa. A cualquier presión dada existirá un equilibrio entre la fuerza debida al muelle y la de la presión externa. La cámara aneroide puede estar hecha de materiales (acero ó cobre y berilio) que tengan propiedades elásticas tales que la cámara pueda actuar por sí misma como un muelle.

Se requiere algún medio para detectar y hacer evidentes las deformaciones que se produzcan. Este puede consistir en un sistema de palancas que multipliquen la deformación y muevan un índice sobre la escala graduada que indica la presión. Por otra parte, se puede desviar un rayo de luz sobre la escala. En lugar de estas técnicas mecánicas analógicas, ciertos barómetros están dotados de un micrómetro operado manualmente cuyo contador indica la presión directamente en décimas de hectopascales. Se toma la lectura cuando el indicador luminoso señala que el micrómetro ha hecho contacto con el aneroide. Este tipo de micrómetro es portátil y robusto.

Los principales requisitos que ha de satisfacer un buen barómetro aneroide son los siguientes:

a) Debe estar compensado en lo que respecta a la temperatura, de modo que las lecturas no varíen más de 0.5 hPa para un cambio de temperatura de 30°C.
b) Los errores de escala en cualquier punto no deben exceder de ±0.5 hPa y deben permanecer con esta tolerancia durante un período de un año, por lo menos en uso normal.
c) La histéresis debe ser lo suficientemente pequeña como para garantizar que la diferencia de lectura antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retomo al valor original, no exceda de 0.5 hPa.
d) Debe ser capaz de resistir los riesgos ordinarios de tránsito sin introducir imprevisiones que vayan más allá de los límites antes especificados.

El sensor de un barómetro aneroide es una cápsula metálica circular, ya sea vaciada con un vacío de 10 - 2 mm o lleno con un gas inerte de baja presión (50 mm). El material de la cápsula deberá tener excelentes propiedades elásticas. Para este propósito se usan cobre/berilio, níquel/berilio, níque/titanio/berilio o una aleación de acero. Las cápsulas al vacío tienen por dentro un resorte de acero para evitar que colapsen bajo la presión atmosférica.

La pared delgada de la cápsula (0.2 mm) está corrugada en forma circular, habiendo entre los valles y picos del corrugado un espaciamiento de unos pocos milímetros. La cápsula está hecha de dos diafragmas corrugados, soldados o unidos por procedimientos eléctricos. El corrugado de los diafragmas mejora las propiedades elásticas de la cápsula y su linealidad de respuesta a los cambios de presión atmosférica. Con presión atmosférica decreciente la cápsula se expande, produciéndose la deformación máxima en su parte central. La siguiente relación representa la deformación del diafragma de la cápsula como una función de la presión:

$$\Delta f_c = \frac{R^4}{5.87 h^3 E (1 + 0.2 \frac{f_m}{h^2})} \Delta P \qquad (2.8)$$

Donde:

Δf_c Deformación de la parte central del diafragma
ΔP Variación de la presión atmosférica
R Radio de trabajo de la cápsula
.h Espesor de la pared del diafragma
f_m Deformación máxima del diafragma
E Módulo de elasticidad de la aleación del diafragma

La fuerza de deformación que se puede considerar como aplicada en el centro del diafragma, se puede calcular por la relación:

$$F = PA_0 \qquad (2.9)$$

Donde:

F Fuerza de deformación
P Presión
A Área total
A0 Área efectiva de la membrana: 1/3 < AO < 1

La gama de presión atmosférica de la cápsula aneroide puede ser determinada mediante la deformación máxima f_m = o < 5 % R y la relación entre Δf_c y ΔP.

Como sensor de la presión atmosférica, la cápsula aneroide es inferior al barómetro de mercurio, principalmente respecto a la estabilidad de las características de calibración, pero es más durable, portátil, compacta y mucho menos sensible a los golpes.

Los convertidores de señales para la cápsula de presión, usados con barómetros aneroides de indicación analógica, son habitualmente de tipo mecánico (Figura 2.6). La acción del mecanismo es la siguiente: Con descensos de la presión atmosférica, el diafragma de la cápsula (1) se expande, provocando que el resorte de hoja (2) se extienda y mueva el brazo (3) hacia arriba. Este brazo, a través de la articulación de conexión (4), gira la varilla oscilante (5), la que a su vez, mediante el brazo (6), acciona con el eje (8) sobre la polea (9) contrayendo el muelle (7) y haciendo girar la aguja del dial hacia valores decrecientes de presión. El tomillo en la chapa de montaje permite ajustar la posición del soporte móvil, alterando así la posición cero de la aguja.

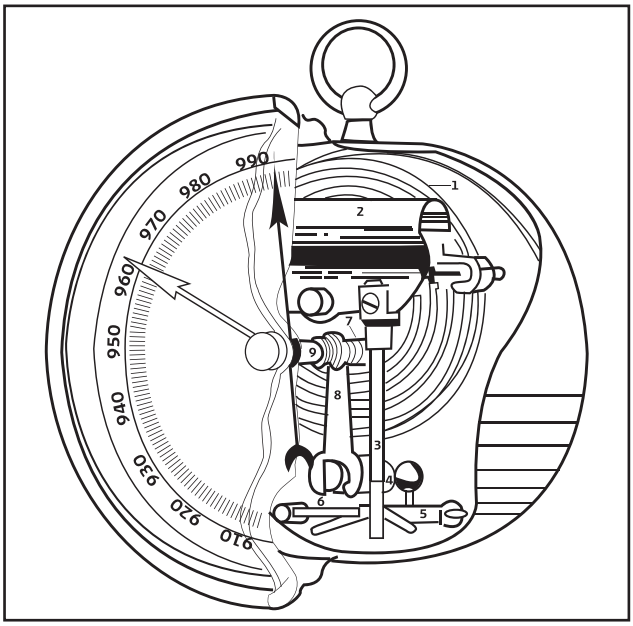


Figura 2.6 Mecanismo típico de un barómetro aneroide

Este tipo de convertidor de señales desempeña dos funciones principales: amplificación de la señal (la desviación del diafragma) y transformación de la deformación lineal en un movimiento de rotación del eje de la aguja. La principal desventaja del convertidor mecánico de señales es la presencia de fricción mecánica, actuando contra la fuerza de deformación de la cápsula aneroide.

Los buenos instrumentos de este tipo vienen provistos de una articulación bimetálica de termocompensación (incorporada en el brazo (3)), que compensa así las variaciones de temperatura.

Con este dispositivo es posible mantener el error en todo punto de escala menor de 0.5 hPa.

Si bien los barómetros aneroides tienen ciertas ventajas sobre los barómetros de mercurio, los primeros son considerados instrumentos secundarios, necesitando una comparación de control con un barómetro de mercurio por lo menos una vez por año.

Si el barómetro aneroide es ajustado para leer la presión a la elevación real del sitio de medición y es termocompensado, no necesita ninguna corrección, incluida la de gravedad, excepto la corrección instrumental.

Las exigencias de exposición de un barómetro de mercurio se aplican también a un barómetro aneroide pero, además, el instrumento debe ser leído siempre en la misma posición (vertical u horizontal) en la que haya sido calibrado. Deben dársele unos golpecitos antes de su lectura. En la medida de lo posible, debe ser leído con precisión de 0.1 hPa. Existen dispositivos ópticos y numéricos para mejorar la precisión de la lectura y para reducir los errores debidos a las palancas mecánicas.

En general, el barómetro aneroide debe ser puesto en estación para leer la presión al nivel del instrumento; sin embargo, a bordo de buques o en las estaciones de escasa altitud, el instrumento debe ser ajustado para que indique la presión al nivel medio del mar, siempre que la diferencia entre la presión de la estación y la presión al nivel del mar pueda ser considerada como constante. Las lecturas deben ser corregidas de sus errores instrumentales aunque habitualmente se supone que el instrumento está suficientemente compensado en lo que respecta a la temperatura y que no es preciso hacer corrección de gravedad.

2.5.3.1 Fuentes de error del barómetro aneroide

a). Compensación incompleta de la temperatura

En un barómetro aneroide, al debilitarse el muelle por incremento de la temperatura, se producirá una indicación demasiado alta de la presión por el instrumento. Generalmente este efecto puede compensarse como sigue:

1. Mediante una unión bimetálica en el sistema de palancas;
2. Dejando cierta cantidad de gas inerte en el interior de la cámara aneroide.

En la mayoría de los barómetros aneroides más corrientes, la compensación obtenida mediante estos métodos sólo es completa a una determinada presión de compensación. Es conveniente que todos los barómetros aneroides (y barógrafos) utilizados en las estaciones meteorológicas estén adecuadamente compensados en lo que respecta a la temperatura en toda la gama de presión. En los modernos sistemas de lectura, adecuados para su automatización, estas correcciones complejas pueden ir incluidas como parte del sistema.

b). Errores de elasticidad (histéresis)

Un barómetro aneroide puede estar sometido a un amplio y rápido cambio de presión, por ejemplo cuando se producen fuertes rachas de viento, después del cual la presión volverá a su valor original. En estas circunstancias el instrumento indicará, debido a su histéresis, una lectura ligeramente distinta de la presión verdadera y puede transcurrir un lapso de tiempo considerable antes de que esta diferencia pase a ser despreciable. No obstante, como los barómetros aneroides (y los barógrafos) en las estaciones de superficie no están habitualmente sujetos a dichos cambios de presión, sus errores de histéresis no son excesivos. Existe también un error que se debe a los pequeños cambios que con el tiempo, va experimentando el metal de la cápsula aneroide. Este efecto puede ser compensado únicamente por comparación, a intervalos regulares, con un barómetro patrón. Un buen barómetro aneroide debe mantener una precisión de ± 0.2 hPa durante un período de un mes o más, aunque con el fin de detectar las desviaciones con respecto a esta precisión por parte de cada uno de los barómetros se debe instituir un procedimiento regular de verificación.

2.5.3.2 Barómetros aneroides digitales

Los barómetros aneroides digitales hacen uso del mismo sensor de presión de cápsula, tal como se acaba de describir. La ventaja principal del instrumento digital moderno es que su cápsula no está influida por la fricción del convertidor de señal mecánico, lo que hace posible una exactitud superior y una mayor reproductibilidad de los resultados.

2.5.3.3 Otro uso de los barómetros aneroides (altímetro)

Como lógicamente podría esperarse, conociendo la naturaleza de la presión atmosférica, y el hecho de que ella disminuye con el aumento de la altura sobre el suelo, el barómetro aneroide común se puede usar para mediciones de altura. Para tal propósito se usa la fórmula barométrica que se da a continuación.

$$H_2H_1 = 18402.2(\log(P_1/P_2)(1 + \alpha t_m)(1 + \beta e_m/P_m) \\ (1 + 0.0026\cos 2\varphi 9(1 + \sigma z_m) \qquad (2.10)$$

Donde:

H_1	Altura sobre el nivel del mar del punto de referencia (inferior) (m)
H_2	Altura sobre el nivel del mar (desconocida) del punto de interés (m)
P_I, P_2	Valores respectivos de presión a H, y H2
α	0,00366, Coeficiente de expansión térmica del aire
tm= (t + t_2)/2	Temperatura media de la capa entre H1 y H2
β	0.378, Coeficiente
e_m	Presión de vapor de agua media en la capa entre H1 y H2: (e1 + e2) /2
Pm = (P_I + P_2)/2	Presión atmosférica media de la capa
φ	Latitud geográfica del lugar de medición
σ	0.196 x 10-6, coeficiente que da razón de la variación de la fuerza de gravedad con la altura por encima de la superficie terrestre
z_m	Altura media

Para efectos prácticos, las correcciones por humedad, latitud y gravedad se pueden obviar, y usar una fórmula simplificada:

$$\Delta h = H_2H_1 = 18402.2(\log(P_1/P_2)(1 + 0.00366\alpha t_m) \qquad (2.11)$$

La medición de la diferencia de altura obtenida con el uso de esta fórmula es más exacta cuanto más pequeño sea el intervalo de tiempo entre las mediciones de presión P1 y P2 (posiblemente simultáneas).

Un instrumento que tiene un diseño similar al del barómetro aneroide pero con una escala graduada en unidades de altura (metros), es conocido como altímetro. El altímetro viene provisto de una segunda escala, visible a través de una abertura en la primera y controlada por un botón. En la segunda escala se indica el valor de la presión atmosférica en el lugar, para que corresponda a cero en la escala de altura. El cálculo de la escala del altímetro está basado en una fórmula recomendada por la Organización de Aviación Civil Internacional (OACI).

2.5.4 Barógrafos

De los distintos tipos de barógrafos que existen, únicamente el barógrafo aneroide se presenta aquí con detalle. Se recomienda que las bandas de los barógrafos para finos sinópticos reúnan las siguientes condiciones:

a) Que estén graduadas en hPa
b) Que puedan leerse con precisión 0.1 hPa
c) Que tengan un factor de escala de 10 hPa por cada 1.5 cm de banda. Además convendría que cumplieran con los siguientes requisitos:
d) El barógrafo debe utilizar una unidad aneroide de primera clase
e) Debe estar compensado con respecto a la temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 1 hPa para un cambio de temperatura de 20 °C.
f) Los errores de escala no deben exceder de 1.5 hPa en cualquier punto
g) La histéresis debe ser suficientemente pequeña como para garantizar que la diferencia de lectura antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de volver a su valor original, no exceda de 1 hPa

h) Debe haber un sistema para marcar la hora que permita hacer señales sin levantar la cubierta del aparato

i) El brazo de la plumilla debe poder girar unido a un soporte de eje inclinado, en tal forma que la plumilla se adapte a la banda por gravedad. Debe haber un medio que permita ajustar la posición de la plumilla.

2.5.4.1 Instalación y método de observación

El barógrafo debe estar instalado en un lugar protegido de los cambios bruscos de temperatura, vibraciones y suciedad. No debe estar expuesto a los rayos directos del sol. Es conveniente que se halle montado sobre un cojín de espuma de goma para reducir así el efecto de las vibraciones. La exposición debe ser tal que permita obtener una iluminación uniforme para la lectura del barógrafo, disponiendo de luz artificial, para casos de necesidad.

Si un barógrafo ha de ser transportado por aire o por cualquier otro medio a gran altitud, el brazo de la plumilla debe ser desconectado y deben tomarse también las precauciones necesarias que garanticen que el mecanismo puede soportar la sobrecarga causada al superar el alcance normal de medida del instrumento.

El barógrafo debe ser leído sin tocar al instrumento. Las marcas de la hora o cualquier inspección que exija levantar la cubierta, deben hacerse siempre después de que haya terminado la lectura. La banda debe ser leída con una precisión de 0.1 hPa.

2.5.4.2 Correcciones

La compensación de temperatura de cada instrumento debe ser verificada antes de utilizar el instrumento y el factor de escala debe ser ajustado mediante la verificación en cámara de vacío. Si el barógrafo se utiliza únicamente para los cambios barométricos, habitualmente no se aplican correcciones a las lecturas. En este caso, no es importante el reglaje preciso de la posición de la plumilla. Cuando se exigen valores absolutos de presión de un barógrafo, el registro debe ser comparado con las lecturas corregidas de un barómetro de mercurio o con un buen barómetro aneroide, al menos una vez cada 24 horas, y los valores deseados deben obtenerse por interpolación.

2.5.4.3 Fuentes de error; precisión

Además de los errores de los barómetros aneroides que han sido ya citados, la fricción entre la plumilla y el papel es importante. El control de la plumilla depende en gran medida de la sección transversal útil del aneroide. En un barógrafo bien construido, la fricción de la plumilla es considerablemente mayor que la fricción total de todos los pivotes y cojinetes del instrumento y, por consiguiente, se debe dedicar especial atención a la reducción de errores debidos a esta causa, por ejemplo, disponiendo de una cápsula aneroide suficientemente grande.

Un barógrafo de primera clase debe ser capaz de lograr una precisión de ± 0.2 hPa aproximadamente, después de haberse efectuado todas las correcciones y también debe poder conservar esa precisión durante un período de uno o dos meses. El cambio barométrico leído en dicho barógrafo debe ser obtenido habitualmente dentro de los mismos límites.

Se puede conectar un barómetro de lectura automática con un dispositivo de cálculo tal como un microprocesador, que puede estar programado para facilitar datos debidamente muestreados y que a su vez pueden ser presentados gráficamente con el fin de obtener un registro similar al de un barógrafo.

2.5.5 Otras técnicas barométricas

Consisten habitualmente en un elemento sensor que, como ocurre con la cápsula aneroide, cambia de forma por la influencia de los cambios de presión (por ejemplo, los tubos Bourdon o los cristales de cuarzo o silicona) y un transductor que transforma los cambios de forma en otros que sean directamente utilizables por el observador. La lectura puede hacerse a gran distancia del sensor.

La mayoría de los barómetros de reciente diseño utilizan transductores que transforman la reacción del sensor en magnitudes eléctricas relacionadas con la presión, tales como la resistencia, voltaje o frecuencia de impulsos. Todos ellos son ulteriormente medidos

utilizando sistemas eléctricos adecuados o sistemas de adquisición de datos.

Hoy en día se utiliza una gran variedad de estos transductores, y entre ellos los siguientes: detectores del desplazamiento de capacidad, detectores del desplazamiento potenciométrico, medidores de tensión situados en puntos estratégicos del sensor, y servosistemas fuerza-equilibrio que mantienen las constantes dimensiones del sensor cualquiera que sea la presión. A estos transductores primarios se les pueden unir circuitos que corrijan los resultados primarios del sensor con respecto a los efectos de su no linealidad y de la temperatura, y que conviertan los resultados de las lecturas en unidades normalizadas.

En general, dichos barómetros (o transmisores barométricos) dan medidas de la presión con una precisión sólo marginalmente inferior a la de los barómetros de mercurio; su deriva a largo plazo es en general mucho peor y requieren correcciones de calibración al menos una vez cada seis meses.

2.6 Principales fuentes de error en los barómetros de mercurio

Las principales fuentes de error en los barómetros de mercurio son las siguientes:

a) Efecto del viento

Las fluctuaciones dinámicas de la presión se pueden superponer a la presión estática en condiciones de viento fuerte y racheado, según la dirección del viento y el entorno local en el cual está situado el barómetro. Las fluctuaciones pueden alcanzar dos o tres hectopascales. Bajo tales condiciones, el uso de la llamada cabeza de presión estática puede ser una solución (Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos (OMM. No. 8)).

b) Efecto de estratificación de temperatura en la cámara barométrica

Sin ventilación en la cámara barométrica y bajo ciertas condiciones, las temperaturas del bulbo del termómetro barométrico y de la parte superior del barómetro pueden ser distintas, debido a la estratificación de la temperatura del aire dentro de la cámara. Un pequeño ventilador eléctrico puede evitar que se produzcan tales condiciones. El ventilador deberá estar apagado mientras se lee el barómetro, debido a las posibles variaciones de presión dinámica.

c) Presencia de gas o vapores en el vacío de Torricelli del barómetro

Por arriba de la columna de mercurio dentro del tubo barométrico se supone un vacío perfecto (vacío de Torricelli). La presencia de pequeñas cantidades de gas (aire) se puede detectar como un golpe seco apagado cada vez que el barómetro se inclina. El golpe seco normal, que es un sonido agudo y metálico, significa que la columna de mercurio ha alcanzado el extremo cerrado del tubo de vidrio sin encontrar ninguna obstrucción debida a gases comprimidos. Cuando se realiza esta prueba, el operador deberá ser consciente del peligro de romper el tubo barométrico por inclinar el barómetro con demasiada rapidez. El vapor de agua no se puede detectar de esta forma, porque se condensa por compresión.

Desviaciones importantes en la lectura del barómetro requieren una comparación con un instrumento patrón, con eventual reposición del mercurio o sustitución del tubo barométrico.

Los vapores de mercurio no afectan la exactitud de las mediciones debido a que el valor de su presión es despreciable: 0.00399 hPa a 30 °C.

d) Efecto depresión capilar

En tubos barométricos de diámetro pequeño, la tensión superficial del mercurio puede provocar una depresión apreciable de la columna mercurial. El efecto queda demostrado en el siguiente cuadro:

Diámetro interno del tubo Barométrico	Valor absoluto de la depresión (0,20 ángulo de contacto medio = 35°)
0.20" = 5.1 mm	0.046" = 1.56 ram
0.30" = 7.7 mm	0.023" = 0.73 mm
0.40" = 10.3 mm	0.011" = 0.37 mm
0.50" = 12.9 mm	0.006" = 0.20 mm
0.60" = 15.5 mm	0.003" = 0.10 mm

e) Desviación del barómetro de la posición vertical

El efecto de la inclinación del barómetro (de escala contraída) se puede evaluar de la relación:

$$B=B_t \cos(t) \qquad (2.12)$$

Donde:

B Lectura del barómetro vertical
Bt Lectura del barómetro inclinado
T Ángulo de inclinación del barómetro

Como criterio general, un alejamiento del punto más bajo del barómetro de la posición vertical 12.3 mm producirá una lectura de la presión demasiado elevada de alrededor de 0.133 hPa.

El barómetro Fortín es más sensible a la inclinación: con un punto de referencia en la cubeta, alejado alrededor de 12 mm del eje del barómetro, un desplazamiento de la cubeta de cerca de 1 mm de la vertical podría ocasionar un error de 0.666 hPa.

f) Efecto del mercurio oxidado y de impurezas

En las mediciones de presión son fuentes de error las impurezas de toda clase, así como los metales disueltos en el mercurio del barómetro. El mercurio oxidado tiene una depresión capilar apreciablemente más alta, así puede el barómetro leer valores de presión más bajos.

En la calibración con un barómetro patrón no deben excederse las siguientes tolerancias para el barómetro de estación:

1) Error permisible máximo a alrededor de 1000 hP ± 0.3 hPa

2) Error permisible máximo a cualquier otra presión para un barómetro cuya escala:
   a) no se extiende por debajo de 800 hPa ± 0.5 hPa
   b) se extiende por debajo de 800 hPa ± 0.8 hPa
   La diferencia entre errores en un intervalo de 100 hPa o menos no debe exceder ± 0.3 hPa

3) Para un barómetro marino el error en un punto determinado no debe exceder ± 0.5 hPa

2.7 Registro

La lectura directa de la presión atmosférica en un barómetro será anotada en el libro de registro de las observaciones meteorológicas de superficie, así como la presión reducida al nivel del mar (o la altura de la superficie isobárica), la tendencia calculada de la presión y su característica (signo).

El registro continuo de la presión atmosférica utilizando un barógrafo se hace en bandas de papel (u otros tipos de cintas) utilizando una tinta especial (u otros medios).

2.8 Instalación y transporte

El transporte, instalación, desplazamiento y verificación del barómetro de la estación debe ser llevado acabo por una persona autorizada (por ejemplo, un inspector). El barómetro de la estación será verificado periódicamente (se recomienda que esto se haga durante las inspecciones periódicas de la estación).

2.9 Comparaciones de barómetros

En las estaciones

En vista de la importancia que tiene la precisión de las observaciones de la presión, especialmente para

fines aeronáuticos y sinópticos, y teniendo presente también los distintos errores posibles a que están sujetos los barómetros de mercurio, todos los barómetros de estación deben ser verificados periódicamente por un inspector.

El apartado sobre inspección de los barómetros de estación contiene algunas directrices referentes al equipo que ha de utilizarse en estas verificaciones, la frecuencia con que deben realizarse y otros temas conexos. Cuando se utilicen como barómetro de estación los barómetros aneroides de precisión, estos deben ser frecuentemente verificados (al menos una vez a la semana) con un barómetro de mercurio, y se debe mantener un registro permanente de todas estas verificaciones en una tarjeta adecuada o en un libro especial de registro. Por otra parte, se puede prescindir de los barómetros de mercurio si se hacen comparaciones diarias tanto con un segundo barómetro aneroide conservado en la estación como con mapas analizados de las presiones sinópticas que existan en las proximidades. El procedimiento se refrendaría con verificaciones semestrales realizadas con un instrumento patrón itinerante.

Internacionales

Se atribuye gran importancia a las comparaciones barométricas internacionales. Sólo mediante estas comparaciones resulta posible garantizar el acuerdo de los patrones nacionales de los instrumentos de medida de la presión y, por lo tanto impedir las discontinuidades de los datos de presión al cruzar las fronteras internacionales.

El apartado de barómetros de patrón regional contiene una lista de los lugares que disponen de barómetros patrón designados como patrones regionales por la correspondiente asociación regional.

2.10 Mantenimiento correctivo y preventivo

En general, dichos barómetros (o transmisores barométricos) dan medidas de la presión con una precisión sólo marginalmente inferior a la de los barómetros de mercurio; su deriva a largo plazo es en general mucho peor y requieren correcciones de calibración al menos una vez cada seis meses.

2.11 Calibración del instrumento

Los barómetros para fines meteorológicos son calibrados por comparación con barómetros patrón de trabajo o de referencia que a su vez han sido verificados con barómetros patrones primarios o secundarios, que habitualmente están instalados en los principales centros nacionales de patrones físicos.

2.11.1 Nomenclatura y símbolos

Se utilizan los símbolos siguientes para designar las distintas categorías de barómetros dentro de un servicio meteorológico:

A Barómetro patón primario o secundario, capaz de realizar determinaciones independientes de la presión con una precisión de al menos ±0.05 hPa.

B: Barómetro patrón de trabajo de un diseño adecuado para efectuar comparaciones periódicas de presión y con errores conocidos que hayan sido establecidos por comparación con un instrumento patrón primario o secundario.

C: Barómetro patrón de referencia utilizado para comparar los barómetros patrón itinerantes (móviles) con los barómetros de la estación, durante las inspecciones sobre terreno de las estaciones de un servicio meteorológico nacional.

S: Barómetro de mercurio situado en una estación meteorológica ordinaria.

P: Barómetro de mercurio de buena calidad y precisión, que puede ser transportado de una estación a otra y todavía mantiene su calibración.

N: Barómetro aneroide de precisión transportable y con calidad de primera clase.

A_r: Barómetro de categoría A que ha sido seleccionado por acuerdo regional como patrón de referencia de los barómetros de la región.

B_r: Barómetro de categoría B en la región que, mediante acuerdo de los servicios meteorológicos nacionales de la región se utiliza como barómetro patrón de la región, en el caso de que el barómetro de categoría A no esté disponible en la región.

M: Microbarógrafo portátil de buena calidad y precisión.

Con objeto de que todos los servicios meteorológicos establezcan de manera análoga los programas de corrección de barómetros, es conveniente que se sigan prácticas uniformes en la calidad del equipo utilizado, frecuencia de comparación, procedimientos aplicados, cambios permisibles del índice de corrección y criterios para eliminar deficiencias. A continuación se detallan esas prácticas.

2.11.2 Programa de comparación

El programa de comparaciones incluye:

a) Comparación del barómetro nacional de trabajo B con el barómetro patrón A, primario o secundario, al menos una vez cada dos años. Si A y B, están situados en el mismo centro, no se requieren patrones itinerantes.
b) Comparación del patrón de referencia C con el patrón nacional de trabajo B, al menos una vez cada dos años, mediante los patrones itinerantes.
c) Comparación del barómetro de estación S con el patrón de referencia C, al menos una vez al año, mediante los patrones itinerantes.

Debe entenderse que el error de cada barómetro al final de cualquier eslabón de la cadena de comparaciones se determina con respecto al barómetro patrón primario o secundario A, de modo que los resultados de las lecturas barométricas corregidas son de carácter absoluto en cada fase.

2.11.3 Equipo utilizado

a) Los patrones de trabajo y de referencia, así como los itinerantes utilizados para compararlos, deben ser de gran estabilidad durante largos períodos y deben tener un tubo de al menos 12 mm de diámetro interior. También es conveniente que estos instrumentos sean del tipo que permite verificar el vacío. Deben ser completa y cuidadosamente corregidos en lo que respecta a todos los errores conocidos, mediante dos o más comparaciones recientes con barómetros de categoría superior.
b) Para la inspección de los barómetros de estación, resultan adecuados los barómetros Fortín con un diámetro interior del tubo de 9 mm. También se pueden utilizar barómetros aneroides de precisión como patrones itinerantes, siempre que tengan la necesaria estabilidad y precisión. Se recomienda que se utilicen al mismo tiempo dos o más de dichos instrumentos, de modo de cualquier cambio que se produzca en uno de ellos pueda ser detectado inmediatamente. Un barómetro aneroide utilizado para ese fin no debe experimentar efectos de histéresis. Además, debe tener un coeficiente despreciable de temperatura. Estas características pueden ser obtenidas únicamente mediante el uso de materiales y diseño especiales. Una característica esencial de un instrumento adecuado es que la cápsula aneroide no debe soportar el peso del mecanismo indicador. Los barómetros dotados de lecturas numéricas son muy convenientes como patrones itinerantes, siempre que su estabilidad sea suficientemente buena.
c) Un instrumento patrón itinerante seguro ha de mantener su corrección de índice durante el viaje dentro de un valor de 0.003 pulgadas ó 0.1 hPa. Debe ser verificado con respecto al instrumento patrón de trabajo o de referencia antes y después de cada viaje. Una vez verificado, no debe ser abierto bajo ningún pretexto hasta que haya sido vuelto a comparar en la estación inicial de la gira. Antes de comenzar cada gira, debe ser examinado cuidadosamente y verificado para garantizar que el mercurio del tubo y la cubeta está limpios, que el tubo no contiene burbujas de aire y que el vacío de la cámara barométrica es bueno. Debe tenerse gran cuidado en el manejo, embalaje y transporte de los patrones itinerantes de modo

que se disminuyan al mínimo posible las causas de cualquier cambio por leve que sea, de su corrección de índice. Deben evitarse todos los movimientos rápidos o bruscos que puedan motivar que las burbujas de aire procedentes del tubo o de la cubeta asciendan en el barómetro. Los instrumentos patrón itinerantes deben ser transportados en una caja de cuero o metal adecuada, debidamente acolchada, manteniendo siempre la cubeta más alta que el tubo.

d) Un posible patrón primario para la presión atmosférica consiste en un verificador de precisión de peso muerto que produce una presión calibrada que está relacionada con los pesos de precisión utilizados con el campo gravitatorio local. Este método puede ser preferible al barómetro de mercurio de precisión por su relativa sencillez y también a causas del creciente problema de las excesivas desviaciones que experimentan los barómetros de mercurio debido a las impurezas que el metal líquido acumula en un medio contaminado.

2.11.4 Procedimientos de comparación de los barómetros de mercurio

Se deben seguir en general las instrucciones dadas en la sección 2.13.2. Es absolutamente imprescindible adoptar todas las precauciones normales necesarias durante la puesta en estación y lectura del barómetro. Las investigaciones demuestran que habitualmente se pueden lograr lecturas con un promedio de precisión de 0.001 pulgada ó 0.05 hPa en una comparación de barómetros, si se toman las debidas precauciones.

Las lecturas comparativas de los barómetros deben registrarse en formularios adecuados. Se debe mantener un registro permanente de todas las verificaciones y adjuntarlo al instrumento, incluyendo información tal como la fecha de la verificación, temperatura y presión con la que se realizó la comparación, y todas las correcciones obtenidas.

Los informes de las comparaciones de los barómetros deben ser enviados a la sede a fin de evaluar los errores, proceder al cálculo y publicación de las correcciones y determinar la necesidad de tomar medidas correctivas. Se debe mantener registros continuos de los datos de las comparaciones para cada barómetro de estación, a fin de estudiar su funcionamiento durante un periodo de años y poder detectar sus defectos. Para el programa de control de calidad de los barómetros se pueden utilizar registros en forma tabular o gráfica.

2.11.5 Cambios de la corrección del índice

a) Cualquier cambio de la corrección del índice que se ponga de manifiesto durante una inspección, deberá ser valorado como tal y también teniendo presentes los antecedentes del barómetro, la experiencia del inspector en el trabajo de comparación, la magnitud del cambio observado, la desviación típica de las diferencias, la disponibilidad de un barómetro de recambio en la estación cuya corrección sea conocida con precisión, el comportamiento de los patrones itinerantes durante la gira de inspección, el acuerdo o desacuerdo entre las lecturas de presión de la estación con respecto a las de estaciones vecinas, según se ve en el mapa sinóptico diario si el cambio es aceptado, y por último si se procedió a la limpieza del instrumento o no antes de efectuar la comparación.

b) Los cambios del error del índice de los barómetros de estación (denominados deriva) son causados por:
   1. Variaciones de la depresión de capilaridad de la superficie de mercurio debida a la contaminación del mercurio. En zonas de grave contaminación atmosférica motivada por fuentes industriales, la contaminación del mercurio puede constituir un grave problema que exige una limpieza relativamente frecuente del mercurio y de la cubeta del barómetro.
   2. Ascensión de burbujas de aire a través de la columna de mercurio hasta la cámara barométrica.

Estos cambios o derivas pueden ser uniformemente positivos, negativos o aleatorios, según sea su causa.

c) Los cambios de la corrección del índice pueden ser también causados por:
   1. Error del observador causado por no dar golpecitos al barómetro antes de su lectura, por indebido ajuste del nonio y del punto de referencia.
   2. Falta de equilibrio de temperatura del barómetro de la estación o del instrumento patrón itinerante.
   3. Falta de simultaneidad de las lecturas cuando la presión está cambiando rápidamente.

También pueden causar errores el desplazamiento accidental de la escala ajustable y la contracción o desaparición de los puntos de referencia en los barómetros Fortín.

d) Cambios permisibles en la corrección del índice:
   1. Un cambio de correlación dentro de un margen de ±0.003 pulgadas ó ±0.1 hPa se puede considerar despreciable, a menos que sea persistente.
   2. Un cambio de corrección que exceda de ±0.003 pulgadas ó ±0.1 hPa, pero que no exceda de ±0.01 pulgadas ó ±0.3 hPa puede no ser aceptado en general, a menos que sea confirmado por lo menos durante una inspección subsiguiente.
   3. Un cambio de corrección que exceda de ±0.010 pulgadas ó ±0.1hPa, puede ser aceptado provisionalmente si el barómetro fue limpiado y no se dispone de un barómetro de repuesto con corrección conocida. Sin embargo, esto ha de ser confirmado en verificaciones ulteriores.

A los cambios de corrección del índice de los instrumentos patrón itinerantes se aplican los mismos criterios que para los barómetros de estación. Un cambio de corrección de menos de ±0.003 pulgadas ó ±0.1 hPa, se puede considerar despreciable a menos que sea persistente. Un cambio mayor de corrección debe ser confirmado y aceptado solamente después de repetidas comparaciones. Las correcciones del índice antes y después de las giras de verificación hechas con un instrumento patrón itinerante, no deben diferir más de ±0.003 pulgadas ó ±0.1 hPa. Por consiguiente, sólo los barómetros Fortín con una larga historia de correcciones consecuentes deben ser utilizados como instrumentos patrones itinerantes.

2.11.6 Criterios para adoptar medidas correctivas

a) Por regla general, se requieren medidas correctivas cuando:
   1. El error absoluto excede ±0.010 pulgadas ó ±0.3 hPa.
   2. El cambio de error excede de ±0.003 pulgadas 6 ±0.1 hPa.
   3. El error experimenta desviaciones bruscas o tiene un comportamiento errático.
   4. El instrumento muestra defectos mecánicos.

Las medidas correctivas consisten en repetir las comparaciones y reparar o sustituir el barómetro.

b) Un barómetro de estación debe ser desmontado para eliminar las burbujas de aire únicamente cuando la corrección del índice muestre un cambio positivo que exceda de ±0.010 pulgadas de 0.3 hPa, o si el golpe del mercurio es excepcionalmente apagado y no se dispone de un barómetro de repuesto. El desmontaje y nuevo montaje del barómetro motivará un ligero cambio de corrección, a menos que la operación se realice con extremo cuidado. Las comparaciones efectuadas inmediatamente después del nuevo montaje no son siempre fiables. En consecuencia, conviene aceptar un cambio de corrección únicamente después de cierto número de comparaciones. Se deben realizar comparaciones especiales siempre que se reinstale un barómetro, se repare o se limpie, efectuando dichas comparaciones tanto antes como después del desplazamiento, reparación o limpieza. Los ha barómetros que muestran un comportamiento anormal y los que se hallen situados en zonas de excesiva contaminación atmosférica, exigen verificaciones y comparaciones más frecuentes que los demás.

Un barómetro no debe limpiarse, en la medida de lo posible, en la misma estación. Debe ser retirado a la estación central para limpieza y reparación sí:

1. La contaminación del mercurio origina cambios en la forma del menisco suficientemente significativos con respecto a la forma con la que se realizó la calibración original.
2. La contaminación de la superficie del menisco dificulta la realización de reglajes precisos.
3. Sustancias extrañas se adhieren al índice cero o al punto de referencia.
4. El vidrio de la cubeta está excesivamente sucio.

2.12 Comparación de barómetros

2.12.1 Procedimiento general recomendado para la comparación de barómetros situados en distintos emplazamientos

a) Si el barómetro «1» ha de ser comparado con el barómetro «2», un observador calificado deberá llevar dos o más patrones itinerantes (móviles), preferentemente del tipo P, desde el barómetro «1», al barómetro «2», volviendo luego al barómetro «1», cerrando así el circuito. Este procedimiento es aplicable entre regiones y países, así como dentro de cada país. El barómetro «1» está habitualmente en el laboratorio central de una organización nacional de normas o en el laboratorio del Servicio Meteorológico Nacional. El barómetro «2» puede estar en cualquier otro emplazamiento. El transporte de N y M es facultativo, y M puede ser omitido si se han instalado microbarógrafos de buena calidad en los dos emplazamientos.

b) Para efectos de normalización, los patrones itinerantes deben estar situados cerca del barómetro que ha de compararse y a todos los instrumentos se les debe dar igual exposición durante al menos 24 horas antes de que comiencen las lecturas comparativas oficiales. Una corriente de aire procedente de un ventilador eléctrico situado sobre los instrumentos ayudará a igualar su temperatura. La temperatura del recinto debe ser mantenida con la mayor uniformidad posible.

c) Se deben hacer lecturas comparativas si M muestra que la presión fluctúa rápidamente. Para efectuar las comparaciones, se debe dar preferencia al período de calma barométrica, es decir, en el que la presión permanece firme o cambia lentamente.

d) Se deben efectuar lecturas comparativas a intervalos uniformes de tiempo de duración no inferior a 15 minutos.

e) La experiencia indica que se necesitan al menos cinco lecturas, comparativas para los barómetros de categoría S en las estaciones ordinarias. Se necesitan al menos diez lecturas barométricas comparativas para los barómetros de categoría A, B y C para fines de normalización.

f) Si las condiciones meteorológicas lo permiten, las lecturas comparativas en los casos últimamente citados deben ser realizadas a distintas presiones que cubran una gama, yendo desde las bajas presiones a las altas.

g) En el registro se deben incluir: las observaciones de los termómetros, las lecturas de los patrones itinerantes y de los barómetros que se están comparando; la velocidad del viento, dirección y rachas, las correcciones de gravedad, temperatura y error instrumental, la elevación real por encima de nivel del mar del punto cero de los barómetros; la latitud; la longitud; el nombre del lugar; la fecha y hora de las observaciones.

h) Las lecturas de N, si se utiliza, deberán incluir las lecturas de dos o más barómetros aneroides de precisión, corregidos a una base común, si la comparación con instrumentos de categoría A ó B muestra que difieren en calibración. Las lecturas corregidas de los barómetros aneroides habrán de estar de acuerdo dentro de las tolerancias adecuadas del instrumento, porque de otro modo las comparaciones serán consideradas nulas.

i) Con respecto a la comparación de los patrones itinerantes con el barómetro «1» citado brevemente en la sección 2.12.1 anterior, el barómetro «1» debe ser al menos de la clase supe-

rior de los patrones disponibles en el punto de partida. Por ejemplo, el barómetro «1» debe ser preferentemente de calidad A, B o Br, pero en general no inferior a C en la lista de categorías. Es necesario hacer dos comparaciones de los patrones itinerantes con el barómetro «1», es decir, a) antes de que los patrones itinerantes sean transportados a mano desde el punto de partida donde el barómetro «1» está situado, hasta el emplazamiento del barómetro «2», y b) después, de que los patrones itinerantes hayan regresado al punto de origen «1», siguiendo el viaje desde el barómetro «1» el barómetro «2» y regreso. Las dos comparaciones («antes» y «después») deben ser verificadas después de b). Si el acuerdo con respecto al barómetro «1» está dentro de las tolerancias satisfactorias para cada uno de los instrumentos afectados, se supondrá que la comparación de los patrones itinerantes con el barómetro «2» está dentro de iguales tolerancias, siempre que no haya contratiempo en el tránsito y que las observaciones comparativas hayan sido hechas con las debidas precauciones. Sin embargo, si existe un desacuerdo significativo o si se sabe que ha ocurrido un contratiempo que pudiera haber perjudicado los instrumentos, o si la variedad de los datos está en duda debido a haberse tomado precauciones insuficientes, las comparaciones deben ser consideradas como inseguras y rechazarse.

j) En la medida de lo posible, todas las discrepancias deben ser finalmente expresadas con respecto a una lectura primaria o secundaria del barómetro de categoría A. Esto garantizará una base común para todas las comparaciones. En cada caso, el informe de las comparaciones deberá indicar el patrón utilizado. (Nota: cuando se adopte un programa que implique la eliminación de errores barométricos residuales, deberá existir un sistema homogéneo de datos barométricos de observación, de conformidad con un solo patrón, que permitirá la eliminación de errores en los gradientes horizontales de presión, procedentes de fuentes instrumentales.)

k) Tanto antes como después de limpiar el mercurio o de cambiar al emplazamiento del barómetro, es necesario llevar a cabo comparaciones con otros barómetros en un laboratorio o estación para impedir pasar por alto la aparición de un defecto.

2.12.2 Sistema de comparaciones interregionales

a) Los países miembros de cada región designarán un barómetro patrón primario o secundario A para que actúe como A, en la región. Si en la región no se dispone de un barómetro patrón primario o secundario, se designará un barómetro de categoría B conjuntamente y con carácter de barómetro patrón regional para toda la región, designando al barómetro así elegido con el símbolo B. Los gastos correspondientes serán los que determinen si una región puede considerar ventajoso designar más de un barómetro patrón.

b) En este último caso, un observador que llevará consigo los patrones itinerantes, se dirigirá desde una estación central equipada con un barómetro de categoría A, hasta una región próxima equipada por lo menos con un barómetro de categoría B (ó Br), y realizará lecturas comparativas con ayuda de patrones itinerantes. Es necesario regresar al punto de origen para determinar posibles cambios de calibración de los barómetros portátiles que se hayan producido en ruta. Para fines de verificación y comparación, a veces es conveniente repetir los procesos mediante comparaciones en que intervenga un observador de alguna otra región que tenga una estación central equipada, como en el primer caso, con un barómetro de categoría A.

c) Se transmitirán copias de los registros obtenidos de la manera antes descrita a cada una de las estaciones centrales equipadas con barómetros de categoría Ar, y también a las estaciones donde está instalado el barómetro B ó Br, que haya intervenido. Los resúmenes de los resultados de las comparaciones efectuadas de esta manera serán enviados a todos los Servicios Meteorológicos de la Región donde esté situado el barómetro B ó Br.

2.12.3 Sistema de comparaciones internacionales dentro de una región

a) Cada Servicio Meteorológico Nacional comparará sus barómetros de categoría B con un barómetro de categoría A dentro de la región, si está disponible, utilizando el sistema especificado en el párrafo 2.12.2 b). Cuando sea factible, se debe dar preferencia al barómetro de categoría A, de la región para designarlo instrumento patrón de la zona.
b) Cuando en una región no se disponga de un barómetro de categoría A, se debe seguir la recomendación especificada en la segunda fase del párrafo 2.12.2 a) Los barómetros de categoría B de los respectivos servicios meteorológicos de la región serán comparados con el barómetros de categoría B, de la región, realizando esto si es necesario, de conformidad con el párrafo 2.12.1 a).
c) Cuando un observador que viaje llevando consigo patrones itinerantes tome parte en la ejecución del programa especificado en la segunda frase del párrafo b) de esta sección, es conveniente que dicho observador efectúe comparaciones con los barómetros de categoría B y C situados en emplazamientos que estén sobre la ruta o cerca de ella de su viaje de ida y vuelta a la estación donde esté situado el instrumento Br de la región.
d) Se prepararán copias de los registros y resúmenes de las comparaciones con objeto de transmitirlas a los organismos interesados de la manera especificada en el párrafo 2.12.2 c).

2.12.4 Especificación referente al barómetro de mercurio portátil P

Se considera que el mejor instrumento de los barómetros de categoría P es aquél de diseño tal que pueda ser verificado su vacío o que permita que mediante una bomba, pueda lograrse un buen grado de vacío en la parte alta del tubo. Es esencial que exista una válvula de verificación que cierre herméticamente el tubo. Debe también tener la propiedad de mantener gran estabilidad durante largos períodos y su tubo debe tener un diámetro interior de 12 mm por lo menos. Otra característica conveniente es que exista un medio de determinar si la cantidad de mercurio en la cubeta fija ha permanecido constante desde su llenado original.

La segunda preferencia para este tipo de instrumentos que han de utilizarse como barómetro patrón itinerante es un instrumento bien construido, del tipo Fortín, con un diámetro interior del tubo de 9 mm por lo menos pero preferentemente de 12 mm. El grado de precisión en lo que respecta a la repetibilidad que se considera necesaria para un patrón itinerante es de aproximadamente 0.1 hPa. Los barómetros P deben ser calibrados dentro de una amplia gama de presión y temperatura, cubriendo todos los valores posibles que puedan encontrarse.

2.13 Localización de los barómetros que son patrón regional

Región	Emplazamiento	Categoría
I	El Cairo, Egipto	Ar
	Casablanca, Marruecos	Ar
	Dakar, Senegal	Ar
	Duala, Camerún	Ar
	Kinshasa/Binza, Zaire	Ar
	Nairobi, Kenia	Ar
	Orán, Argelia	Ar
II	Calcuta, India	Br
III	Río de Janeiro, Brasil	Ar
	Buenos Aires, Argentina	Br
	Maracay, Venezuela	Br
IV	Washington, D.C. (Gaithersburg, Maryland) EE.UU.	Ar
	Toronto, Canadá (subregional)	Ar
	San Juan, Puerto Rico (subregional)	Ar
	Miami, Florida EE.UU. (subregional)	Ar
V	Melbourne, Australia	Ar
VI	Londres, Reino Unido	Ar
	Leningrado, Rusia	Ar
	Trapees, Francia	Ar
	Hamburgo, Alemania	Ar

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Height of the mercury column-mm. or mb.

Attached thermometer °C.	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	220	240
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
2	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.1
3	.0	.0	.0	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1
4	.0	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.2
5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
6	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.1	.2	.2	.2	.2	.2
7	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.2	.2	.2	.2	.3	.3
8	.0	.1	.1	.1	.1	.2	.2	.2	.2	.3	.3	.3
9	.0	.1	.1	.1	.1	.2	.2	.2	.3	.3	.3	.4
10	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
11	.0	.1	.1	.1	.2	.2	.3	.3	.3	.4	.4	.4
12	.0	.1	.1	.2	.2	.2	.3	.3	.4	.4	.4	.5
13	.0	.1	.1	.2	.2	.3	.3	.3	.4	.4	.5	.5
14	.0	.1	.1	.2	.2	.3	.3	.4	.4	.5	.5	.5
15	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6
16	.1	.1	.2	.2	.3	.3	.4	.4	.5	.5	.6	.6
17	.1	.1	.2	.2	.3	.3	.4	.4	.5	.6	.6	.7
18	.1	.1	.2	.2	.3	.4	.4	.5	.5	.6	.6	.7
19	.1	.1	.2	.2	.3	.4	.4	.5	.6	.6	.7	.7
20	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.8
21	.1	.1	.2	.3	.3	.4	.5	.5	.6	.7	.8	.8
22	.1	.1	.2	.3	.4	.4	.5	.6	.6	.7	.8	.9
23	.1	.1	.2	.3	.4	.4	.5	.6	.7	.7	.8	.9
24	.1	.2	.2	.3	.4	.5	.5	.6	.7	.8	.9	.9
25	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.7	0.8	0.9	1.0
26	.1	.2	.3	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.8	.9	1.0
27	.1	.2	.3	.4	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1
28	.1	.2	.3	.4	.5	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1
29	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.8	.9	1.0	1.1
30	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2
31	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.2
32	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.2
33	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.8	.9	1.0	1.1	1.2	1.3
34	.1	.2	.3	.4	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.2	1.3

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Height of the mereury column-mm. or mb.

Attached thermometer °C.	260	280	300	320	340	360	380	400	420	440	460	480	500
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	.0	.0	.0	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1
2	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.1	.2	.2	.2
3	.1	.1	.1	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2
4	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.3	.3	.3	.3	.3	.3
5	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
6	.3	.3	.3	.3	.3	.4	.4	.4	.4	.4	.5	.5	.5
7	.3	.3	.3	.4	.4	.4	.4	.5	.5	.5	.5	.5	.6
8	.3	.4	.4	.4	.4	.5	.5	.5	.5	.6	.6	.6	.7
9	.4	.4	.4	.5	.5	.5	.6	.6	.6	.6	.7	.7	.7
10	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8
11	.5	.5	.5	.6	.6	.6	.7	.7	.8	.8	.8	.9	.9
12	.5	.5	.6	.6	.7	.7	.7	.8	.8	.9	.9	.9	1.0
13	.5	.6	.6	.7	.7	.7	.8	.8	.9	.9	1.0	1.0	1.1
14	.6	.6	.7	.7	.8	.8	.9	.9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1
15	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2
16	.7	.7	.8	.8	.9	.9	1.0	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3
17	.7	.8	.8	.9	.9	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.4
18	.8	.8	.9	.9	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.4	1.5
19	.8	.9	.9	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5
20	0.8	0.9	1.0	1.0	1.1	1.2	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.6	1.6
21	.9	1.0	1.0	1.1	1.2	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.6	1.6	1.7
22	.9	1.0	1.1	1.1	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.6	1.6	1.7	1.8
23	1.0	1.0	1.1	1.2	1.3	1.3	1.4	1.5	1.6	1.6	1.7	1.8	1.9
24	1.0	1.1	1.2	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.6	1.7	1.8	1.9	1.9
25	1.1	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.0
26	1.1	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	1.9	2.0	2.1
27	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2
28	1.2	1.3	1.4	1.5	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3
29	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4
30	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4
31	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5
32	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6
33	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.4	2.5	2.6	2.7
34	1.4	1.5	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.7	2.8

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mercury column-mm. or mb.												
	440	450	460	470	480	490	500	510	520	530	540	550	560
0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1	.07	.07	.08	.08	.08	.08	.08	.08	.08	.08	0.9	0.9	0.9
2	.14	.15	.15	.15	.16	.16	.16	.17	.17	.17	.18	.18	.18
3	.22	.22	.23	.23	.24	.24	.24	.25	.25	.26	.26	.27	.27
4	.29	.29	.30	.31	.31	.32	.33	.33	.34	.35	.35	.36	.37
5	0.36	0.37	0.38	0.38	0.39	0.40	0.41	0.42	0.42	0.43	0.44	0.45	0.46
6	.43	.44	.45	.46	.47	.48	.49	.50	.51	.52	.53	.54	.55
7	.50	.51	.53	.54	.55	.56	.57	.58	.59	.61	.62	.63	.64
8	.57	.59	.60	.61	.63	.64	.65	.67	.68	.69	.70	.72	.73
9	.65	.66	.68	.69	.70	.72	.73	.75	.76	.78	.79	.81	.82
10	0.72	0.73	0.75	0.77	0.78	0.80	0.82	0.83	0.85	0.86	0.88	0.90	0.91
11	.79	.81	.83	.84	.86	.88	.90	.91	.93	.95	.97	.99	1.00
12	.86	.88	.90	.92	.94	.96	.98	1.00	1.02	1.04	1.06	1.08	1.10
13	.93	.95	.97	1.00	1.02	1.04	1.06	1.08	1.10	1.12	1.14	1.17	1.19
14	1.00	1.03	1.05	1.07	1.10	1.12	1.14	1.16	1.19	1.21	1.23	1.25	1.28
15	1.08	1.10	1.12	1.15	1.17	1.20	1.22	1.25	1.27	1.30	1.32	1.34	1.37
16	1.15	1.17	1.20	1.23	1.25	1.28	1.30	1.33	1.36	1.38	1.41	1.43	1.46
17	1.22	1.25	1.27	1.30	1.33	1.36	1.38	1.41	1.44	1.47	1.50	1.52	1.55
18	1.29	1.32	1.35	1.38	1.41	1.44	1.47	1.50	1.52	1.55	1.58	1.61	1.64
19	1.36	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.55	1.58	1.61	1.64	1.67	1.70	1.73
20	1.43	1.47	1.50	1.53	1.56	1.60	1.63	1.66	1.69	1.73	1.76	1.79	1.82
21	1.50	1.54	1.57	1.61	1.64	1.67	1.71	1.74	1.78	1.81	1.85	1.88	1.91
22	1.58	1.61	1.65	1.68	1.72	1.75	1.79	1.83	1.86	1.90	1.93	1.97	2.01
23	1.65	1.68	1.72	1.76	1.80	1.83	1.87	1.91	1.95	1.98	2.02	2.06	2.10
24	1.72	1.76	1.80	1.84	1.87	1.91	1.95	1.99	2.03	2.07	2.11	2.15	2.19
25	1.79	1.83	1.87	1.91	1.95	1.99	2.03	2.07	2.11	2.16	2.20	2.24	2.28
26	1.86	1.90	1.95	1.99	2.03	2.07	2.11	2.16	2.20	2.24	2.28	2.33	2.37
27	1.93	1.98	2.02	2.06	2.11	2.15	2.20	2.24	2.28	2.33	2.37	2.41	2.46
28	2.00	2.05	2.09	2.14	2.18	2.23	2.28	2.32	2.37	2.41	2.46	2.50	2.55
29	2.07	2.12	2.17	2.22	2.26	2.31	2.36	2.40	2.45	2.50	2.55	2.59	2.64
30	2.15	2.19	2.24	2.29	2.34	2.39	2.44	2.49	2.54	2.58	2.63	2.68	2.73
31	2.22	2.27	2.32	2.37	2.42	2.47	2.52	2.57	2.62	2.67	2.72	2.77	2.82
32	2.29	2.34	2.39	2.44	2.50	2.55	2.60	2.65	2.70	2.76	2.81	2.86	2.91
33	2.36	2.41	2.47	2.52	2.57	2.63	2.68	2.73	2.79	2.84	2.89	2.95	3.00
34	2.43	2.48	2.54	2.60	2.65	2.71	2.76	2.82	2.87	2.93	2.98	3.04	3.09
35	2.50	2.56	2.61	2.67	2.73	2.78	2.84	2.90	2.96	3.01	3.07	3.13	3.18

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 560 mm. or mb.					Height of the mereury column 570 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.05	0.07	0.00	0.02	0.04	0.05	0.07
1	.09	.11	.13	.15	.16	.09	.11	.13	.15	.17
2	.18	.20	.22	.24	.26	.19	.20	.22	.24	.26
3	.27	.29	.31	.33	.35	.28	.30	.32	.34	.35
4	.37	.38	.40	.42	.44	.37	.39	.41	.43	.45
5	0.46	0.48	0.49	0.51	0.53	0.47	0.48	0.50	0.52	0.54
6	.55	.57	.58	.60	.62	.56	.58	.60	.61	.63
7	.64	.66	.68	.69	.71	.65	.67	.69	.71	.73
8	.73	.75	.77	.79	.80	.74	.76	.78	.80	.82
9	.82	.84	.86	.88	.90	.84	.86	.87	.89	.91
10	0.91	0.93	0.95	0.97	0.99	0.93	0.95	0.97	0.99	1.00
11	1.00	1.02	1.04	1.06	1.08	1.02	1.04	1.06	1.08	1.10
12	1.10	1.11	1.13	1.15	1.17	1.12	1.13	1.15	1.17	1.19
13	1.19	1.20	1.22	1.24	1.26	1.21	1.23	1.25	1.26	1.28
14	1.28	1.30	1.31	1.33	1.35	1.30	1.32	1.34	1.36	1.37
15	1.37	1.39	1.41	1.42	1.44	1.39	1.41	1.43	1.45	1.47
16	1.46	1.48	1.50	1.51	1.53	1.49	1.50	1.52	1.54	1.56
17	1.55	1.57	1.59	1.61	1.62	1.58	1.60	1.62	1.63	1.65
18	1.64	1.66	1.68	1.70	1.71	1.67	1.69	1.71	1.73	1.75
19	1.73	1.75	1.77	1.79	1.81	1.76	1.78	1.80	1.82	1.84
20	1.82	1.84	1.86	1.88	1.90	1.86	1.87	1.89	1.91	1.93
21	1.91	1.93	1.95	1.97	1.99	1.95	1.97	1.99	2.00	2.02
22	2.01	2.02	2.04	2.06	2.08	2.04	2.06	2.08	2.10	2.11
23	2.10	2.11	2.13	2.15	2.17	2.13	2.15	2.17	2.19	2.21
24	2.19	2.20	2.22	2.24	2.26	2.23	2.24	2.26	2.28	2.30
25	2.28	2.30	2.31	2.33	2.35	2.32	2.34	2.35	2.37	2.39
26	2.37	2.39	2.40	2.42	2.44	2.41	2.43	2.45	2.47	2.48
27	2.46	2.48	2.49	2.51	2.53	2.50	2.52	2.54	2.56	2.58
28	2.55	2.57	2.59	2.60	2.62	2.59	2.61	2.63	2.65	2.67
29	2.64	2.66	2.68	2.69	2.71	2.69	2.71	2.72	2.74	2.76
30	2.73	2.75	2.77	2.78	2.80	2.78	2.80	2.82	2.83	2.85
31	2.82	2.84	2.86	2.87	2.89	2.87	2.89	2.91	2.93	2.94
32	2.91	2.93	2.95	2.97	2.98	2.96	2.98	3.00	3.02	3.04
33	3.00	3.02	3.04	3.06	3.07	3.06	3.07	3.09	3.11	3.13
34	3.09	3.11	3.13	3.15	3.16	3.15	3.17	3.18	3.20	3.22
35	3.18	3.20	3.22	3.24	3.25	3.24	3.26	3.28	3.29	3.31
36	3.27	3.29	3.31	3.33	3.34	3.33	3.35	3.37	3.39	3.40
37	3.36	3.38	3.40	3.42	3.44	3.42	3.44	3.46	3.48	3.50
38	3.45	3.47	3.49	3.51	3.53	.352	3.53	3.55	3.57	3.59
39	3.54	3.56	3.58	3.60	3.62	3.61	3.63	3.64	3.66	3.68
40	3.63	3.65	3.67	3.69	3.71	3.70	3.72	3.74	3.75	3.77
41	3.72	3.74	3.76	3.78	3.80	3.79	3.81	3.83	3.85	3.86
42	3.81	3.83	3.85	3.87	3.89	3.88	3.90	3.92	3.94	3.96
43	3.90	3.92	3.94	3.96	3.98	3.97	3.99	4.01	4.03	4.05
44	3.99	4.01	4.03	4.05	4.07	4.07	4.08	4.10	4.12	4.14
45	4.08	4.10	4.12	4.14	4.16	4.16	4.18	4.19	4.21	4.23

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 580 mm. or mb.					Height of the mereury column 590 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08
1	.09	.11	.13	.15	.17	.10	.12	.13	.15	.17
2	.19	.21	.23	.25	.27	.19	.21	.23	.25	.27
3	.28	.30	.32	.34	.36	.29	.31	.33	.35	.37
4	.38	.40	.42	.44	.45	.39	.40	.42	.44	.46
5	0.47	0.49	0.51	0.53	0.55	0.48	0.50	0.52	0.54	0.56
6	.57	.59	.61	.62	.64	.58	.60	.62	.64	.65
7	.66	.68	.70	.72	.74	.67	.69	.71	.73	.75
8	.76	.78	.79	.81	.83	.77	.79	.81	.83	.85
9	.85	.87	.89	.91	.93	.87	.89	.90	.92	.94
10	0.95	0.96	0.98	1.00	1.02	0.96	0.98	1.00	1.02	1.04
11	1.04	1.06	1.08	1.10	1.12	1.06	1.08	1.10	1.12	1.14
12	1.13	1.15	1.17	1.19	1.21	1.15	1.17	1.19	1.21	1.23
13	1.23	1.25	1.27	1.29	1.30	1.25	1.27	1.29	1.31	1.33
14	1.32	1.34	1.36	1.38	1.40	1.35	1.37	1.38	1.40	1.42
15	1.42	1.44	1.46	1.47	1.49	1.44	1.46	1.48	1.50	1.52
16	1.51	1.53	1.55	1.57	1.59	1.54	1.56	1.58	1.60	1.61
17	1.61	1.62	1.64	1.66	1.68	1.63	1.65	1.67	1.69	1.71
18	1.70	1.72	1.74	1.76	1.78	1.73	1.75	1.77	1.79	1.81
19	1.79	1.81	1.83	1.85	1.87	1.83	1.84	1.86	1.88	1.90
20	1.89	1.91	1.93	1.95	1.96	1.92	1.94	1.96	1.98	2.00
21	1.98	2.00	2.02	2.04	2.06	2.02	2.04	2.06	2.07	2.09
22	2.08	2.10	2.11	2.13	2.15	2.11	2.13	2.15	2.17	2.19
23	2.17	2.19	2.21	2.23	2.25	2.21	2.23	2.25	2.27	2.28
24	2.26	2.28	2.30	2.32	2.34	2.30	2.32	2.34	2.36	2.38
25	2.36	2.38	2.40	2.41	2.43	2.40	2.42	2.44	2.46	2.48
26	2.45	2.47	2.49	2.51	2.53	2.49	2.51	2.53	2.55	2.57
27	2.55	2.57	2.58	2.60	2.62	2.59	2.61	2.63	2.65	2.67
28	2.64	2.66	2.68	2.70	2.72	2.69	2.70	2.72	2.74	2.76
29	2.73	2.75	2.77	2.79	2.81	2.78	2.80	2.82	2.84	2.86
30	2.83	2.85	2.87	2.88	2.90	2.88	2.90	2.91	2.93	2.95
31	2.92	2.94	2.96	2.98	3.00	2.97	2.99	3.01	3.03	3.05
32	3.02	3.03	3.05	3.07	3.09	3.07	3.09	3.11	3.12	3.14
33	3.11	3.13	3.15	3.16	3.18	3.16	3.18	3.20	3.22	3.24
34	3.20	3.22	3.24	3.26	3.28	3.26	3.28	3.30	3.31	3.33
35	3.30	3.31	3.33	3.35	3.37	3.35	3.37	3.39	3.41	3.43
36	3.39	3.41	3.43	3.45	3.46	3.45	3.47	3.49	3.51	3.52
37	3.48	3.50	3.52	3.54	3.56	3.54	3.56	3.58	3.60	3.62
38	3.58	3.60	3.61	3.63	3.65	3.64	3.66	3.68	3.70	3.71
39	3.67	3.69	3.71	3.73	3.75	3.73	3.75	3.77	3.79	3.81
40	3.76	3.78	3.80	3.82	3.84	3.83	3.85	3.87	3.89	3.90
41	3.86	3.88	3.89	3.91	3.93	3.92	3.94	3.96	3.98	4.00
42	3.95	3.97	3.99	4.01	4.02	4.02	4.04	4.06	4.08	4.09
43	4.04	4.06	4.08	4.10	4.12	4.11	4.13	4.15	4.17	4.19
44	4.14	4.16	4.17	4.19	4.21	4.21	4.23	4.25	4.27	4.28
45	4.23	4.25	4.27	4.29	4.30	4.30	4.32	4.34	4.36	4.38

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 600 mm. or mb.					Height of the mereury column 610 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08
1	.10	.12	.14	.16	.18	.10	.12	.14	.16	.18
2	.20	.22	.24	.25	.27	.20	.22	.24	.26	.28
3	.29	.31	.33	.35	.37	.30	.32	.34	.36	.38
4	.39	.41	.43	.45	.47	.40	.42	.44	.46	.48
5	0.49	0.51	0.53	0.55	0.57	0.50	0.52	0.54	0.56	0.58
6	.59	.61	.63	.65	.67	.60	.62	.64	.66	.68
7	.69	.70	.72	.74	.76	.70	.72	.74	.76	.78
8	.78	.80	.82	.84	.86	.80	.82	.84	.86	.88
9	.88	.90	.92	.94	.96	.90	.92	.94	.96	.98
10	0.98	1.00	1.02	1.04	1.06	0.99	1.01	1.03	1.05	1.07
11	1.08	1.10	1.12	1.13	1.15	1.09	1.11	1.13	1.15	1.17
12	1.17	1.19	1.21	1.23	1.25	1.19	1.21	1.23	1.25	1.27
13	1.27	1.29	1.31	1.33	1.35	1.29	1.31	1.33	1.35	1.37
14	1.37	1.39	1.41	1.43	1.45	1.39	1.41	1.43	1.45	1.47
15	1.47	1.49	1.51	1.53	1.54	1.49	1.51	1.53	1.55	1.57
16	1.56	1.58	1.60	1.62	1.64	1.59	1.61	1.63	1.65	1.67
17	1.66	1.68	1.70	1.72	1.74	1.69	1.71	1.73	1.75	1.77
18	1.76	1.78	1.80	1.82	1.84	1.79	1.81	1.83	1.85	1.87
19	1.86	1.88	1.90	1.91	1.93	1.89	1.91	1.93	1.95	1.97
20	1.95	1.97	1.99	2.01	2.03	1.99	2.01	2.03	2.05	2.07
21	2.05	2.07	2.09	2.11	2.13	2.09	2.10	2.12	2.14	2.16
22	2.15	2.17	2.19	2.21	2.23	2.18	2.20	2.22	2.24	2.26
23	2.25	2.26	2.28	2.30	2.32	2.28	2.30	2.32	2.34	2.36
24	2.34	2.36	2.38	2.40	2.42	2.38	2.40	2.42	2.44	2.46
25	2.44	2.46	2.48	2.50	2.52	2.48	2.50	2.52	2.54	2.56
26	2.54	2.56	2.58	2.60	2.61	2.58	2.60	2.62	2.64	2.66
27	2.63	2.65	2.67	2.69	2.71	2.68	2.70	2.72	2.74	2.76
28	2.73	2.75	2.77	2.79	2.81	2.78	2.80	2.82	2.84	2.86
29	2.83	2.85	2.87	2.89	2.91	2.88	2.90	2.91	2.93	2.95
30	2.93	2.94	2.96	2.98	3.00	2.97	2.99	3.01	3.03	3.05
31	3.02	2.04	3.06	3.08	3.10	3.07	3.09	3.11	3.13	3.15
32	3.12	3.14	3.16	3.18	3.20	3.17	3.19	3.21	3.23	3.25
33	3.22	3.24	3.25	3.27	3.29	3.27	3.29	3.31	3.33	3.35
34	3..31	3.33	3.35	3.37	3.39	3.37	3.39	3.41	3.43	3.45
35	3.41	3.43	3.45	3.47	3.49	3.47	3.49	3.51	3.53	3.55
36	3.51	3.53	3.55	3.56	3.58	3.56	3.58	3.60	3.62	3.64
37	3.60	3.62	3.64	3.66	3.68	3.66	3.68	3.70	3.72	3.74
38	3.70	3.72	3.74	3.76	3.78	3.76	3.78	3.80	3.82	3.84
39	3.80	3.82	3.84	3.85	3.87	3.86	3.88	3.90	3.92	3.94
40	3.89	3.91	3.93	3.95	3.97	3.96	3.98	4.00	4.02	4.04
41	3.99	4.01	4.03	4.05	4.07	4.06	4.08	4.10	4.12	4.14
42	4.09	4.11	4.12	4.14	4.16	4.15	4.17	4.19	4.21	4.23
43	4.18	4.20	4.22	4.24	4.26	4.25	4.27	4.29	4.31	4.33
44	4.28	4.30	4.32	4.34	4.36	4.35	4.37	4.39	4.41	4.43
45	4.38	4.40	4.41	4.43	4.45	4.45	4.47	4.49	4.51	4.53

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 620 mm. or mb.					Height of the mereury column 630 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08
1	.10	.12	.14	.16	.18	.10	.12	.14	.16	.19
2	.20	.22	.24	.26	.28	.21	.23	.25	.27	.29
3	.30	.32	.34	.36	.38	.31	.33	.35	.37	.39
4	.40	.43	.45	.47	.49	.41	.43	.45	.47	.49
5	0.51	0.53	0.55	0.57	0.59	0.51	0.53	0.56	0.58	0.60
6	.61	.63	.65	.67	.69	.62	.64	.66	.68	.70
7	.71	.73	.75	.77	.79	.72	.74	.76	.78	.80
8	.81	.83	.85	.87	.89	.82	.84	.86	.88	.90
9	.91	.93	.95	.97	.99	.92	.95	.97	.99	1.01
10	1.01	1.03	1.05	1.07	1.09	1.03	1.05	1.07	1.09	1.11
11	1.11	1.13	1.15	1.17	1.19	1.13	1.15	1.17	1.19	1.21
12	1.21	1.23	1.25	1.27	1.29	1.23	1.25	1.27	1.29	1.31
13	1.31	1.33	1.35	1.37	1.39	1.34	1.36	1.38	1.40	1.42
14	1.41	1.43	1.45	1.48	1.50	1.44	1.46	1.48	1.50	1.52
15	1.52	1.54	1.56	1.58	1.60	1.54	1.56	1.58	1.60	1.62
16	1.62	1.64	1.66	1.68	1.70	1.64	1.66	1.68	1.70	1.72
17	1.72	1.74	1.76	1.78	1.80	1.74	1.77	1.79	1.81	1.83
18	1.82	1.84	1.86	1.88	1.90	1.85	1.87	1.89	1.91	1.93
19	1.92	1.94	1.96	1.98	2.00	1.95	1.97	1.99	2.01	2.03
20	2.02	2.04	2.06	2.08	2.10	2.05	2.07	2.09	2.11	2.13
21	2.12	2.14	2.16	2.18	2.20	2.15	2.17	2.19	2.21	2.24
22	2.22	2.24	2.26	2.28	2.30	2.26	2.28	2.30	2.32	2.34
23	2.32	2.34	2.36	2.48	2.40	2.36	2.38	2.40	2.42	2.44
24	2.42	2.44	2.46	2.58	2.50	2.46	2.48	2.50	2.52	2.54
25	2.52	2.54	2.56	2.58	2.60	2.56	2.58	2.60	2.62	2.64
26	2.62	2.64	2.56	2.68	2.70	2.66	2.68	2.70	2.73	2.75
27	2.72	2.74	2.66	2.78	2.80	2.77	2.79	2.81	2.83	2.85
28	2.82	2.84	2.76	2.88	2.90	2.87	2.89	2.91	2.93	2.95
29	2.92	2.94	2.86	2.98	3.00	2.97	2.99	3.01	3.03	3.05
30	3.02	2.04	3.06	3.08	3.10	3.07	3.09	3.11	3.13	3.15
31	3.12	3.14	3.16	3.18	3.20	3.17	3.19	3.21	3.23	3.25
32	3.22	3.24	3.26	3.28	3.30	3.28	3.30	3.32	3.33	3.36
33	3..32	3.34	3.36	3.38	3.40	3.38	3.40	3.42	3.44	3.46
34	3.42	3.44	3.46	3.48	3.50	3.48	3.50	3.52	3.54	3.56
35	3.52	3.54	3.56	3.58	3.60	3.558	3.60	3.62	3.64	3.66
36	3.62	3.64	3.66	3.68	3.70	3.68	3.70	3.72	3.74	3.76
37	3.72	3.74	3.76	3.78	3.80	3.78	3.80	3.82	3.84	3.86
38	3.82	3.84	3.86	3.88	3.90	3.89	3.91	3.93	3.95	3.97
39	3.92	3.94	3.96	3.98	4.00	3.99	4.01	4.03	4.05	4.07
40	4.02	4.04	4.06	4.08	4.10	4.09	4.11	4.13	4.15	4.17
41	4.12	4.14	4.16	4.18	4.20	4.19	4.21	4.23	3.25	4.27
42	4.22	4.24	4.26	4.28	4.30	4.29	4.31	4.33	4.35	4.37
43	4.32	4.34	4.36	4.38	4.40	4.39	4.41	4.43	4.45	4.47
44	4.42	4.44	4.46	4.48	4.50	4.49	4.51	4.53	4.55	4.57
45	4.52	4.54	4.56	4.58	4.60	4.59	4.62	4.64	4.66	4.68

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 640 mm. or mb.					Height of the mereury column 650 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08
1	.10	.13	.15	.17	.19	.11	.13	.15	.17	.19
2	.21	.23	.25	.27	.29	.21	.23	.25	.28	.30
3	.31	.33	.36	.38	.40	.32	.34	.36	.38	.40
4	.42	.44	.46	.48	.50	.42	.45	.47	.49	.51
5	0.52	0.54	0.56	0.59	0.61	0.53	0.55	0.57	0.59	0.62
6	.63	.65	.67	.69	.71	.64	.66	.68	.70	.72
7	.73	.75	.77	.79	.81	.74	.76	.78	.81	.83
8	.84	.86	.88	.90	.92	.85	.87	.89	.91	.93
9	.94	.96	.98	1.00	1.02	.95	.98	1.00	1.02	1.04
10	1.04	1.06	1.09	1.11	1.13	1.06	1.08	1.10	1.12	1.14
11	1.15	1.17	1.19	1.21	1.23	1.17	1.19	1.21	1.23	1.25
12	1.25	1.27	1.29	1.31	1.34	1.27	1.29	1.31	1.34	1.36
13	1.36	1.38	1.40	1.42	1.44	1.38	1.40	1.42	1.44	1.46
14	1.46	1.48	1.50	1.52	1.54	1.48	1.50	1.53	1.55	1.57
15	1.56	1.59	1.61	1.63	1.65	1.59	1.61	1.63	1.65	1.67
16	1.67	1.69	1.71	1.73	1.75	1.69	1.72	1.74	1.76	1.78
17	1.77	1.79	1.81	1.83	1.86	1.80	1.82	1.84	1.86	1.88
18	1.88	1.90	1.92	1.94	1.96	1.91	1.93	1.95	1.97	1.99
19	1.98	2.00	2.02	2.04	2.06	2.01	2.03	2.05	2.07	2.09
20	2.08	2.10	2.13	2.15	2.17	2.12	2.14	2.16	2.18	2.20
21	2.19	2.21	2.23	2.25	2.27	2.22	2.24	2.26	2.29	2.31
22	2.29	2.31	2.33	2.35	2.37	2.33	2.35	2.37	2.39	2.41
23	2.40	2.42	2.44	2.46	2.48	2.43	2.45	2.47	2.50	2.52
24	2.50	2.52	2.54	2.56	2.58	2.54	2.60	2.58	2.60	2.62
25	2.60	2.62	2.64	2.66	2.69	2.64	2.66	2.69	2.70	2.73
26	2.71	2.73	2.75	2.77	2.79	2.75	2.77	2.79	2.81	2.83
27	2.81	2.83	2.85	2.87	2.89	2.85	2.87	2.90	2.92	2.94
28	2.91	2.93	2.95	2.98	3.00	2.96	2.98	3.00	3.02	3.04
29	3.02	3.04	3.06	3.08	3.10	3.06	3.08	3.11	3.13	3.15
30	3.12	3.14	3.16	3.18	3.20	3.17	3.19	3.21	3.23	3.25
31	3.22	3.24	3.27	3.29	3.31	3.27	3.30	3.32	3.34	3.36
32	3.33	3.35	3.37	3.39	3.41	3.38	3.40	3.42	3.44	3.46
33	3.43	3.45	3.47	3.49	3.51	3.48	3.51	3.53	3.55	3.57
34	3.53	3.55	3.58	3.60	3.62	3.59	3.61	3.63	3.65	3.67
35	3.64	3.66	3.68	3.70	3.72	3.69	3.71	3.74	3.76	3.78
36	3.74	3.76	3.78	3.80	3.82	3.80	3.82	3.84	3.86	3.88
37	3.84	3.86	3.88	3.91	3.93	3.90	3.92	3.95	3.97	3.99
38	3.95	3.97	3.99	4.01	4.03	4.01	4.03	4.05	4.07	4.09
39	4.05	4.07	4.09	4.11	4.13	4.11	4.13	4.15	4.18	4.20
40	4.15	4.17	4.19	4.21	4.24	4.22	4.24	4.26	4.28	4.30
41	4.26	4.28	4.30	4.32	4.34	4.32	4.34	4.36	4.38	4.41
42	4.36	4.68	4.40	4.42	4.44	4.43	4.45	4.47	4.49	4.51
43	4.46	4.48	4.50	4.52	4.54	4.53	4.55	4.587	4.59	4.62
44	4.57	4.59	4.61	4.63	4.65	4.64	4.66	4.68	4.70	4.72
45	4.67	4.69	4.71	4.73	4.75	4.74	4.76	4.78	4.80	4.82

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 660 mm. or mb.					Height of the mereury column 670 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.06	0.09	0.00	0.02	0.04	0.07	0.09
1	.11	.13	.15	.17	.19	.11	.13	.15	.18	.20
2	.22	.24	.26	.28	.30	.22	.24	.26	.28	.31
3	.32	.34	.37	.39	.41	.33	.35	.37	.39	.42
4	.43	.45	.47	.50	.52	.44	.46	.48	.50	.53
5	0.54	0.56	0.58	0.60	0.62	0.55	0.57	0.59	0.61	0.63
6	.65	.67	.69	.71	.73	.66	.68	.70	.72	.74
7	.75	.78	.80	.82	.84	.77	.79	.81	.83	.85
8	.86	.88	.90	.93	.95	.87	.90	.92	.94	.96
9	.97	.99	1.01	1.03	1.05	.98	1.01	1.03	1.05	1.07
10	1.08	1.10	1.12	1.14	1.16	1.09	1.11	1.14	1.16	1.18
11	1.18	1.21	1.23	1.25	1.27	1.20	1.22	1.25	1.27	1.29
12	1.29	1.31	1.33	1.36	1.38	1.31	1.33	1.35	1.38	1.40
13	1.40	1.42	1.44	1.46	1.48	1.42	1.44	1.46	1.49	1.51
14	1.51	1.53	1.55	1.57	1.59	1.53	1.55	1.57	1.59	1.62
15	1.61	1.63	1.66	1.68	1.70	1.64	1.66	1.68	1.70	1.72
16	1.72	1.74	1.76	1.78	1.81	1.75	1.77	1.79	1.81	1.83
17	1.83	1.85	1.87	1.89	1.91	1.86	1.88	1.90	1.92	1.94
18	1.93	1.96	1.98	2.00	2.02	1.96	1.99	2.01	2.03	2.05
19	2.04	2.06	2.08	2.11	2.13	2.07	2.09	2.12	2.14	2.16
20	2.15	2.17	2.19	2.21	2.23	2.18	2.20	2.23	2.25	2.27
21	2.26	2.28	2.30	2.32	2.34	2.29	2.31	2.33	2.36	2.38
22	2.36	2.38	2.41	2.43	2.45	2.40	2.42	2.44	2.46	2.49
23	2.47	2.49	2.51	2.53	2.56	2.51	2.53	2.55	2.57	2.59
24	2.58	2.60	2.62	2.64	2.66	2.62	2.64	2.66	2.68	2.70
25	2.68	2.71	2.73	2.75	2.77	2.72	2.75	2.77	2.79	2.81
26	2.79	2.81	2.83	2.85	2.88	2.83	2.85	2.88	2.90	2.92
27	2.90	2.92	2.94	2.96	2.98	2.94	2.96	2.98	3.01	3.03
28	3.00	3.03	3.05	3.07	3.09	3.05	3.07	3.09	3.11	3.14
29	3.11	3.13	3.15	3.18	3.20	3.16	3.18	3.20	3.22	3.24
30	3.22	3.24	3.26	3.28	3.30	3.27	3.29	3.31	3.33	3.35
31	3..32	3.35	3.37	3.39	3.41	3.37	3.40	3.42	3.44	3.46
32	3.43	3.45	3.47	3.49	3.52	3.48	3.50	3.53	3.55	3.57
33	3.54	3.56	3.58	3.60	3.62	3.59	3.61	3.63	3.66	3.68
34	3.64	3.67	3.69	3.71	3.73	3.70	3.72	3.74	3.76	3.79
35	3.75	3.77	3.79	3.81	3.84	3.81	3.83	3.85	3.87	3.89
36	3.86	3.88	3.90	3.92	3.94	3.92	3.94	3.96	3.98	4.00
37	3.96	3.98	4.01	4.03	4.05	4.02	4.04	4.07	4.09	4.11
38	4.07	4.09	4.11	4.13	4.15	4.13	4.15	4.17	4.20	4.22
39	4.18	4.20	4.22	4.24	4.26	4.24	4.26	4.28	4.30	4.33
40	4.28	4.30	4.33	4.35	4.37	4.35	4.37	4.39	4.41	4.43
41	4.39	4.41	4.43	4.45	4.47	4.46	4.48	4.50	4.52	4.54
42	4.50	4.52	4.54	4.56	4.58	4.56	4.58	4.61	4.63	4.65
43	4.60	4.62	4.64	4.66	4.69	4.67	4.69	4.71	4.74	4.76
44	4.71	4.73	4.75	4.77	4.79	4.78	4.80	4.82	4.84	4.87
45	4.81	4.84	4.86	4.88	4.90	4.89	4.91	4.93	4.95	4.97

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 680 mm. or mb.					Height of the mereury column 690 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.04	0.07	0.09	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09
1	.11	.13	.16	.18	.20	.11	.14	.16	.18	.20
2	.22	.24	.27	.29	.31	.23	.25	.27	.29	.32
3	.33	.36	.38	.40	.42	.34	.36	.38	.41	.43
4	.44	.47	.49	.51	.53	.45	.47	.50	.52	.54
5	0.56	0.58	0.60	0.62	0.64	0.56	0.59	0.61	0.63	0.65
6	.67	.69	.71	.73	.75	.68	.70	.72	.74	.77
7	.78	.80	.82	.84	.87	.79	.81	.83	.86	.88
8	.89	.91	.93	.95	.98	.90	.92	.95	.97	.99
9	1.00	1.02	1.04	1.06	1.09	1.01	1.04	1.06	1.08	1.10
10	1.11	1.13	1.15	1.18	1.20	1.13	1.15	1.17	1.19	1.22
11	1.22	1.24	1.26	1.29	1.31	1.24	1.26	1.28	1.31	1.33
12	1.33	1.35	1.37	1.40	1.42	1.35	1.37	1.39	1.42	1.44
13	1.44	1.46	1.49	1.51	1.53	1.46	1.48	1.51	1.53	1.55
14	1.55	1.57	1.60	1.62	1.64	1.57	1.60	1.62	1.64	1.66
15	1.66	1.68	1.71	1.73	1.75	1.69	1.71	1.73	1.75	1.78
16	1.77	1.79	1.82	1.84	1.86	1.80	1.82	1.84	1.87	1.89
17	1.88	1.91	1.93	1.95	1.97	1.91	1.93	1.96	1.98	2.00
18	1.99	2.02	2.04	2.06	2.08	2.02	2.05	2.07	2.09	2.11
19	2.10	2.13	2.15	2.17	2.19	2.13	2.16	2.18	2.20	2.22
20	2.21	2.24	2.26	2.28	2.30	2.25	2.27	2.29	2.31	2.34
21	2.32	2.35	2.37	2.39	2.41	2.36	2.38	2.40	2.43	2.45
22	2.43	2.46	2.48	2.50	2.52	2.47	2.49	2.52	2.54	2.56
23	2.54	2.57	2.59	2.61	2.63	2.58	2.60	2.63	2.65	2.67
24	2.66	2.68	2.70	2.72	2.74	2.69	2.72	2.74	2.76	2.78
25	2.77	2.79	2.81	2.83	2.85	2.81	2.83	2.85	2.87	2.90
26	2.88	2.90	2.92	2.94	2.96	2.92	2.94	2.96	2.99	3.01
27	2.99	3.01	3.03	3.05	3.07	3.03	3.05	3.07	3.10	3.12
28	3.10	3.12	3.14	3.16	3.18	3.14	3.16	3.19	3.21	3.23
29	3.21	3.23	3.25	3.27	3.29	3.25	3.27	3.30	3.32	3.34
30	3.32	3.34	3.36	3.38	3.40	3.42	3.19	3.21	3.23	3.25
31	3.43	3.45	3.47	3.49	3.51	3.27	3.30	3.32	3.34	3.36
32	3.54	3.56	3.58	3.60	3.62	3.59	3.61	3.63	3.65	3.68
33	3.64	3.67	3.69	3.71	3.73	3.70	3.72	3.74	3.77	3.79
34	3.75	3.78	3.80	3.82	3.84	3.81	3.83	3.85	3.88	3.90
35	3.86	3.89	3.91	3.93	3.95	3.92	3.94	3.97	3.99	4.01
36	3.97	4.00	4.02	4.04	4.06	4.03	4.05	4.08	4.10	4.12
37	4.08	4.11	4.13	4.15	4.17	4.14	4.17	4.19	4.21	4.23
38	4.19	4.22	4.24	4.26	4.28	4.26	4.28	4.30	4.32	4.34
39	4.30	4.32	4.35	4.37	4.39	4.37	4.39	4.41	4.43	4.46
40	4.41	4.43	4.46	4.48	4.50	4.48	4.50	4.52	4.54	4.57
41	4.52	4.54	4.57	4.59	4.61	4.59	4.61	4.63	4.65	4.68
42	4.63	4.65	4.68	4.70	4.72	4.70	4.72	4.74	4.77	4.79
43	4.74	4.76	4.78	4.81	4.83	4.81	4.83	4.85	4.88	4.90
44	4.85	4.87	4.89	4.92	4.94	4.92	4.94	4.97	4.99	5.01
45	4.96	4.98	5.00	5.03	5.05	5.03	5.05	5.08	5.10	5.12

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 700 mm. or mb.					Height of the mereury column 710 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09
1	.11	.14	.16	.18	.21	.11	.14	.16	.19	.21
2	.23	.25	.27	.30	.32	.23	.26	.28	.30	.32
3	.34	.37	.39	.41	.43	.35	.37	.39	.42	.44
4	.46	.48	.50	.53	.55	.46	.49	.51	.53	.56
5	0.57	0.59	0.62	0.64	0.66	0.58	0.60	0.63	0.65	0.67
6	.69	.71	.73	.75	.78	.70	.72	.74	.76	.79
7	.80	.82	.85	.87	.89	.81	.83	.86	.88	.90
8	.91	.94	.96	.98	1.00	.93	.95	.97	1.00	1.02
9	1.03	1.05	1.07	1.10	1.12	1.04	1.07	1.09	1.11	1.13
10	1.14	1.16	1.19	1.21	1.23	1.16	1.18	1.20	1.23	1.25
11	1.26	1.28	1.30	1.32	1.35	1.27	1.30	1.32	1.34	1.37
12	1.37	1.39	1.42	1.44	1.46	1.39	1.41	1.44	1.46	1.48
13	1.48	1.51	1.53	1.55	1.57	1.50	1.53	1.55	1.57	1.60
14	1.60	1.62	1.64	1.67	1.69	1.62	1.64	1.67	1.69	1.71
15	1.71	1.73	1.76	1.78	1.80	1.74	1.76	1.78	1.80	1.83
16	1.82	1.85	1.87	1.89	1.92	1.85	1.87	1.90	1.92	1.94
17	1.94	1.96	1.98	2.01	2.03	1.97	1.99	2.01	2.04	2.06
18	2.05	2.07	2.10	2.12	2.14	2.08	2.10	2.13	2.15	2.17
19	2.17	2.19	2.21	2.23	2.26	2.20	2.22	2.24	2.27	2.29
20	2.28	2.30	2.32	2.35	2.37	2.31	2.33	2.36	2.38	2.40
21	2.39	2.42	2.44	2.46	2.48	2.43	2.45	2.47	2.50	2.52
22	2.51	2.53	2.55	2.57	2.60	2.54	2.57	2.59	2.61	2.63
23	2.62	2.64	2.67	2.69	2.71	2.66	2.68	2.70	2.73	2.75
24	2.73	2.76	2.78	2.80	2.82	2.77	2.80	2.82	2.84	2.86
25	2.85	2.87	2.89	2.91	2.94	2.89	2.91	2.93	2.96	2.98
26	2.96	2.98	3.01	3.03	3.05	3.00	3.03	3.05	3.07	3.09
27	3.07	3.10	3.12	3.14	3.16	3.12	3.14	3.16	3.19	3.21
28	3.19	3.21	3.23	3.25	3.28	3.23	3.25	3.28	3.30	3.32
29	3.30	3.32	3.34	3.37	3.39	3.35	3.37	3.39	3.42	3.44
30	3.41	3.44	3.46	3.48	3.50	3.46	3.48	3.51	3.53	3.55
31	3.53	3.55	3.57	3.59	3.62	3.58	3.60	3.62	3.65	3.67
32	3.64	3.66	3.68	3.71	3.73	3.69	3.71	3.74	3.76	3.78
33	3.75	3.77	3.80	3.82	3.84	3.81	3.83	3.85	3.87	3.90
34	3.87	3.89	3.91	3.93	3.96	3.92	3.94	3.97	3.99	4.01
35	3.98	4.00	4.02	4.05	4.07	4.03	4.06	4.08	4.10	4.13
36	4.09	4.11	4.14	4.16	4.18	4.15	4.17	4.20	4.22	4.24
37	4.20	4.23	4.25	4.27	4.29	4.26	4.29	4.31	4.33	4.36
38	4.32	4.34	4.36	4.38	4.41	4.38	4.40	4.42	4.45	4.47
39	4.43	4.45	4.47	4.50	4.52	4.49	4.52	4.54	4.56	4.58
40	4.54	4.56	4.59	4.61	4.63	4.61	4.63	4.65	4.68	4.70
41	4.66	4.68	4.70	4.72	4.75	4.72	4.74	4.77	4.79	4.81
42	4.77	4.79	4.81	4.84	4.86	4.84	4.86	4.88	4.90	4.93
43	4.88	4.90	4.93	4.95	4.97	4.95	4.97	5.00	5.02	5.04
44	4.99	5.02	5.04	5.06	5.08	5.06	5.09	5.11	5.13	5.16
45	5.11	5.13	5.15	5.17	5.20	5.18	5.20	5.22	5.25	5.27

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 720 mm. or mb.					Height of the mereury column 730 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09	0.00	0.02	0.05	0.07	0.10
1	.12	.14	.16	.19	.21	.12	.14	.17	.19	.21
2	.24	.26	.28	.31	.33	.24	.26	.29	.31	.33
3	.35	.38	.40	.42	.45	.36	.38	.41	.43	.45
4	.47	.49	.52	.54	.56	.48	.50	.52	.55	.57
5	0.59	0.61	0.63	0.66	0.68	0.60	0.62	0.64	0.67	0.69
6	.71	.73	.75	.78	.80	.71	.74	.76	.79	.81
7	.82	.85	.87	.89	.92	.83	.86	.88	.91	.93
8	.94	.96	.99	1.01	1.03	.95	.98	1.00	1.02	1.05
9	1.06	1.08	1.10	1.13	1.15	1.07	1.10	1.12	1.14	1.17
10	1.17	1.20	1.22	1.24	1.27	1.19	1.21	1.24	1.26	1.29
11	1.29	1.31	1.34	1.36	1.39	1.31	1.33	1.36	1.38	1.40
12	1.41	1.43	1.46	1.48	1.50	1.43	1.45	1.48	1.50	1.52
13	1.53	1.55	1.57	1.60	1.62	1.55	1.57	1.59	1.62	1.64
14	1.64	1.67	1.69	1.71	1.74	1.67	1.69	1.71	1.74	1.76
15	1.76	1.78	1.81	1.83	1.85	1.78	1.81	1.83	1.86	1.88
16	1.88	1.90	1.92	1.95	1.97	1.90	1.93	1.95	1.97	2.00
17	1.99	2.02	2.04	2.06	2.09	2.02	2.05	2.07	2.09	2.12
18	2.11	2.13	2.16	2.18	2.20	2.14	2.16	2.19	2.21	2.23
19	2.23	2.25	2.27	2.30	2.32	2.26	2.28	2.31	2.33	2.35
20	2.34	2.37	2.39	2.41	2.44	2.38	2.40	2.42	2.45	2.47
21	2.46	2.48	2.51	2.53	2.55	2.50	2.52	2.54	2.57	2.59
22	2.58	2.60	2.62	2.65	2.67	2.61	2.64	2.66	2.68	2.71
23	2.69	2.72	2.74	2.76	2.79	2.73	2.76	2.78	2.80	2.83
24	2.81	2.83	2.86	2.88	2.90	2.85	2.87	2.90	2.92	2.94
25	2.93	2.95	2.97	3.00	3.02	2.97	2.99	3.02	3.04	3.06
26	3.04	3.07	3.09	3.11	3.14	3.09	3.11	3.13	3.16	3.18
27	3.16	3.18	3.21	3.23	3.25	3.20	3.23	3.25	3.28	3.30
28	3.28	3.30	3.32	3.35	3.37	3.32	3.35	3.37	3.39	3.42
29	3.39	3.42	3.44	3.46	3.49	3.44	3.46	3.49	3.51	3.54
30	3.51	3.53	3.56	3.58	3.60	3.56	3.58	3.61	3.63	3.65
31	3.63	3.65	3.67	3.70	3.72	3.68	3.70	3.72	3.75	3.77
32	3.74	3.77	3.79	3.81	3.84	3.79	3.82	3.84	3.87	3.89
33	3.86	3.88	3.91	3.93	3.95	3.91	3.94	3.96	3.98	4.01
34	3.98	4.00	4.02	4.05	4.07	4.03	4.05	4.08	4.10	4.12
35	4.09	4.11	4.14	4.16	4.18	4.15	4.17	4.20	4.22	4.24
36	4.21	4.23	4.25	4.28	4.30	4.27	4.29	4.31	4.34	4.36
37	4.32	4.35	4.37	4.39	4.42	4.38	4.41	4.43	4.45	4.48
38	4.44	4.46	4.49	4.51	4.53	4.50	4.53	4.55	4.57	4.60
39	4.56	4.58	4.60	4.63	4.65	4.62	4.64	4.67	4.69	4.71
40	4.67	4.70	4.72	4.74	4.76	4.74	4.76	4.78	4.81	4.83
41	4.79	4.81	4.83	4.86	4.88	4.85	4.88	4.90	4.92	4.95
42	4.90	4.93	4.95	4.97	5.00	4.97	5.00	5.02	5.04	5.07
43	5.02	5.04	5.07	5.09	5.11	5.09	5.11	5.14	5.16	5.18
44	5.14	5.16	5.18	5.20	5.23	5.21	5.23	5.25	5.28	5.30
45	5.25	5.27	5.30	5.32	5.34	5.32	5.35	5.37	5.39	5.42

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 740 mm. or mb.					Height of the mereury column 750 mm. or mb.				
	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	
0	0.00	0.02	0.05	0.07	0.10	0.00	0.02	0.05	0.07	0.10
1	.12	.15	.17	.19	.22	.12	.15	.17	.20	.22
2	.24	.27	.29	.31	.34	.25	.27	.29	.32	.34
3	.36	.39	.41	.44	.46	.37	.39	.42	.44	.47
4	.48	.51	.53	.56	.58	.49	.51	.54	.56	.59
5	0.60	0.63	0.65	0.68	0.70	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71
6	.72	.75	.77	.80	.82	.73	.76	.78	.81	.83
7	.85	.87	.89	.92	.94	.86	.88	.91	.93	.95
8	.97	.99	1.01	1.04	1.06	.98	1.00	1.03	1.05	1.08
9	1.09	1.11	1.13	1.16	1.18	1.10	1.13	1.15	1.17	1.20
10	1.21	1.23	1.26	1.28	1.30	1.22	1.25	1.27	1.30	1.32
11	1.33	1.35	1.38	1.40	1.42	1.35	1.37	1.39	1.42	1.44
12	1.45	1.47	1.50	1.52	1.54	1.47	1.49	1.52	1.54	1.56
13	1.57	1.59	1.62	1.64	1.66	1.59	1.61	1.64	1.66	1.69
14	1.69	1.71	1.74	1.76	1.78	1.71	1.74	1.76	1.78	1.81
15	1.81	1.83	1.86	1.88	1.90	1.83	1.86	1.88	1.91	1.93
16	1.93	1.95	1.98	2.00	2.03	1.96	1.98	2.00	2.03	2.05
17	2.05	2.07	2.10	2.12	2.15	2.08	2.10	2.13	2.15	2.17
18	2.17	2.19	2.22	2.24	2.27	2.20	2.22	2.25	2.27	2.30
19	2.29	2.31	2.34	2.36	2.39	2.32	2.34	2.37	2.39	2.42
20	2.41	2.43	2.46	2.48	2.51	2.44	2.47	2.49	2.52	2.54
21	2.53	2.55	2.58	2.60	2.63	2.56	2.59	2.61	2.64	2.66
22	2.65	2.67	2.70	2.72	2.75	2.69	2.71	2.73	2.76	2.78
23	2.77	2.79	2.82	2.84	2.87	2.81	2.83	2.86	2.88	2.90
24	2.89	2.91	2.94	2.96	2.99	2.93	2.95	2.98	3.00	3.03
25	3.01	3.03	3.06	3.08	3.11	3.05	3.07	3.10	3.12	3.15
26	3.13	3.15	3.18	3.20	3.22	3.17	3.20	3.22	3.24	3.27
27	3.25	3.27	3.30	3.32	3.34	3.29	3.32	3.34	3.37	3.39
28	3.37	3.39	3.42	3.44	3.46	3.41	3.44	3.46	3.49	3.51
29	3.49	3.51	3.54	3.56	3.58	3.54	3.56	3.58	3.61	3.63
30	3.61	3.63	3.66	3.68	3.70	3.66	3.68	3.71	3.73	3.75.
31	3.73	3.75	3.78	3.80	3.82	3.78	3.80	3.83	3.85	3.87
32	3.85	3.87	3.89	3.92	3.94	3.90	3.92	3.95	3.97	4.00
33	3.97	3.99	4.01	4.04	4.06	4.02	4.04	4.07	4.09	4.12
34	4.09	4.11	4.13	4.16	4.18	4.14	4.17	4.19	4.21	4.24
35	4.21	4.23	4.25	4.28	4.30	4.26	4.29	4.31	4.33	4.36
36	4.32	4.35	4.37	4.40	4.42	4.38	4.41	4.43	4.46	4.48
37	4.44	4.47	4.49	4.52	4.54	4.50	4.53	4.55	4.58	4.60
38	4.56	4.59	4.61	4.63	4.66	4.63	4.65	4.67	4.70	4.72
39	4.68	4.71	4.73	4.75	4.78	4.75	4.77	4.79	4.82	4.84
40	4.80	4.83	4.85	4.87	4.90	4.87	4.89	4.92	4.94	4.96
41	4.92	4.94	4.97	4.99	5.02	4.99	5.01	5.04	5.06	5.08
42	5.04	5.06	5.09	5.11	5.13	5.11	5.13	5.16	5.18	5.20
43	5.16	5.18	5.21	5.23	5.25	5.23	5.25	5.28	5.30	5.32
44	5.28	5.30	5.33	5.35	5.37	5.35	5.37	5.40	5.42	5.45
45	5.40	5.42	5.44	5.47	5.49	5.47	5.49	5.52	5.54	5.57

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 760 mm. or mb.					Height of the mereury column 770 mm. or mb.				
	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6		0.8
0	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09	0.00	0.02	0.05	0.07	0.10
1	.12	.15	.17	.20	.22	.13	.15	.18	.20	.23
2	.25	.27	.30	.32	.35	.25	.28	.30	.33	.35
3	.37	.40	.42	.45	.47	.38	.40	.43	.45	.48
4	.50	.52	.55	.57	.60	.50	.53	.55	.58	.60
5	0.62	0.65	0.67	0.69	0.72	0.63	0.65	0.68	0.70	0.73
6	.74	.77	.79	.82	.84	.75	.78	.80	.83	.85
7	.87	.89	.92	.94	.97	.88	.90	.93	.95	.98
8	.99	1.02	1.04	1.07	1.09	1.01	1.03	1.06	1.08	1.11
9	1.12	1.14	1.17	1.19	1.21	1.13	1.16	1.18	1.21	1.23
10	1.24	1.26	1.29	1.31	1.34	1.26	1.28	1.31	1.33	1.36
11	1.36	1.39	1.41	1.44	1.46	1.38	1.41	1.43	1.46	1.48
12	1.49	1.51	1.54	1.56	1.59	1.51	1.53	1.56	1.58	1.61
13	1.61	1.64	1.66	1.68	1.71	1.63	1.66	1.68	1.71	1.73
14	1.73	1.76	1.78	1.81	1.83	1.76	1.78	1.81	1.83	1.86
15	1.86	1.88	1.91	1.93	1.96	1.88	1.91	1.93	1.96	1.98
16	1.98	2.01	2.03	2.06	2.08	2.01	2.03	2.06	2.08	2.11
17	2.10	2.13	2.15	2.18	2.20	2.13	2.16	2.18	2.21	2.23
18	2.23	2.25	2.28	2.30	2.33	2.26	2.28	2.31	2.33	2.36
19	2.35	2.38	2.40	2.43	2.45	2.38	2.41	2.43	2.46	2.48
20	2.47	2.50	2.52	2.55	2.57	2.51	2.53	2.56	2.58	2.61
21	2.60	2.62	2.65	2.67	2.70	2.63	2.66	2.68	2.71	2.73
22	2.72	2.75	2.77	2.80	2.82	2.76	2.78	2.81	2.83	2.86
23	2.84	2.87	2.89	2.92	2.94	2.88	2.91	2.93	2.96	2.98
24	2.97	2.99	3.02	3.04	3.07	3.01	3.03	3.06	3.08	3.11
25	3.09	3.12	3.14	3.16	3.19	3.13	3.16	3.18	3.21	3.23
26	3.21	3.24	3.26	3.29	3.31	3.26	3.28	3.31	3.33	3.36
27	3.34	3.36	3.39	3.41	3.43	3.38	3.41	3.43	3.46	3.48
28	3.46	3.48	3.51	3.53	3.56	3.51	3.53	3.556	3.58	3.60
29	3.58	3.61	3.63	3.66	3.68	3.63	3.65	3.68	3.70	3.75
30	3.71	3.73	3.75.	3.78	3.80	3.75	3.78	3.80	3.83	3.85
31	3.83	3.85	3.88	3.90	3.93	3.88	3.90	3.93	3.95	3.98
32	3.95	3.98	4.00	4.02	4.05	4.00	4.03	4.05	4.08	4.10
33	4.07	4.10	4.12	4.15	4.17	4.13	4.15	4.18	4.20	4.23
34	4.20	4.22	4.25	4.27	4.29	4.25	4.28	4.30	4.33	4.35
35	4.32	4.34	4.37	4.39	4.42	4.38	4.40	4.43	4.45	4.48
36	4.44	4.47	4.49	4.52	4.54	4.50	4.52	4.55	4.57	4.60
37	4.56	4.59	4.61	4.64	4.66	4.62	4.65	4.67	4.70	4.72
38	4.69	4.71	4.74	4.76	4.78	4.75	4.77	4.80	4.82	4.85
39	4.81	4.83	4.86	4.88	4.91	4.87	4.90	4.92	4.95	4.97
40	4.93	4.96	4.98	5.00	5.03	5.00	5.02	5.05	5.07	5.10
41	5.05	5.08	5.10	5.13	5.15	5.12	5.15	5.17	5.19	5.22
42	5.18	5.20	5.22	5.25	5.27	5.24	5.27	5.29	5.32	5.34
43	5.30	5.32	5.35	5.37	5.40	5.37	5.39	5.42	5.44	5.47
44	5.42	5.45	5.47	5.49	5.52	5.49	5.52	5.54	5.57	5.59
45	5.54	5.57	5.59	5.62	5.64	5.62	5.64	5.66	5.69	5.72

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 780 mm. or mb.					Height of the mereury column 790 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.05	0.08	0.10	0.00	0.03	0.05	0.08	0.10
1	.13	.15	.18	.20	.23	.13	.15	.18	.21	.23
2	.25	.28	.31	.33	.36	.26	.28	.31	.34	.36
3	.38	.41	.43	.46	.48	.39	.41	.44	.46	.49
4	.51	.53	.56	.59	.61	.52	.54	.57	.59	.62
5	0.64	0.66	0.69	0.71	0.74	0.64	0.67	0.70	0.72	0.75
6	.76	.79	.81	.84	.87	.77	.80	.83	.85	.88
7	.89	.92	.94	.97	.99	.90	.93	.95	.98	1.01
8	1.02	1.04	1.07	1.09	1.12	1.03	1.06	1.08	1.11	1.13
9	1.15	1.17	1.20	1.22	1.25	1.16	1.19	1.21	1.24	1.26
10	1.27	1.30	1.32	1.35	1.37	1.29	1.31	1.34	1.37	1.39
11	1.40	1.42	1.45	1.48	1.50	1.42	1.44	1.47	1.49	1.52
12	1.53	1.55	1.55	1.58	1.60	1.63	1.55	1.57	1.60	1.65
13	1.65	1.68	1.70	1.73	1.75	1.67	1.70	1.73	1.75	1.78
14	1.78	1.81	1.83	1.86	1.88	1.80	1.83	1.85	1.88	1.91
15	1.91	1.93	1.96	1.98	2.01	1.93	1.96	1.98	2.01	2.03
16	2.03	2.06	2.08	2.11	2.13	2.06	2.09	2.11	2.14	2.16
17	2.16	2.19	2.21	2.24	2.26	2.19	2.21	2.24	2.26	2.29
18	2.29	2.31	2.34	2.36	2.39	2.32	2.34	2.37	2.39	2.42
19	2.41	2.44	2.46	2.49	2.51	2.44	2.47	2.50	2.52	2.55
20	2.54	2.57	2.59	2.62	2.64	2.57	2.60	2.62	2.65	2.67
21	2.67	2.69	2.72	2.74	2.77	2.70	2.73	2.75	2.78	2.80
22	2.79	2.82	2.84	2.87	2.89	2.83	2.85	2.88	2.91	2.93
23	2.92	2.94	2.97	3.00	3.02	2.96	2.98	3.01	3.03	3.06
24	3.05	3.07	3.10	3.12	3.15	3.08	3.11	3.14	3.16	3.19
25	3.17	3.20	3.22	3.25	3.27	3.21	3.24	3.26	3.29	3.31
26	3.30	3.32	3.35	3.37	3.40	3.34	3.37	3.39	3.42	3.44
27	3.42	3.45	3.47	3.50	3.53	3.47	3.49	3.52	3.54	3.57
28	3.55	3.58	3.60	3.63	3.65	3.60	3.62	3.65	3.67	3.70
29	3.68	3.70	3.73	3.75	3.78	3.72	3.75	3.77	3.80	3.83
30	3.80	3.83	3.85	3.88	3.90	3.85	3.88	3.90	3.93	3.95
31	3.93	3.95	3.98	4.00	4.03	3.98	4.00	4.03	4.06	4.08
32	4.05	4.08	4.11	4.13	4.16	4.11	4.13	4.16	4.18	4.21
33	4.18	4.21	4.23	4.26	4.28	4.23	4.26	4.29	4.31	4.34
34	4.31	4.33	4.36	4.38	4.41	4.36	4.39	4.41	4.44	4.46
35	4.44	4.46	4.48	4.51	4.53	4.49	4.51	4.54	4.57	4.59
36	4.56	4.58	4.61	4.63	4.66	4.62	4.64	4.67	4.69	4.72
37	4.68	4.71	4.73	4.76	4.78	4.74	4.77	4.80	4.82	4.85
38	4.81	4.84	4.86	4.89	4.91	4.87	4.90	4.92	4.95	4.97
39	4.94	4.96	4.99	5.01	5.04	5.00	5.02	5.05	5.07	5.10
40	5.06	5.09	5.11	5.14	5.16	5.13	5.15	5.18	5.20	5.23
41	5.19	5.21	5.24	5.26	5.29	5.25	5.28	5.30	5.33	5.36
42	5.31	5.34	5.36	5.39	5.41	5.38	5.41	5.43	5.46	5.48
43	5.44	5.46	5.49	5.51	5.54	5.51	5.53	5.56	5.58	5.61
44	5.56	5.59	5.61	5.64	5.66	5.64	5.66	5.69	5.71	5.74
45	5.69	5.71	5.74	5.76	5.79	5.76	5.79	5.81	5.84	5.86

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 800 mm. or mb.					Height of the mereury column 810 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.05	0.08	0.10	0.00	0.03	0.05	0.08	0.11
1	.13	.16	.18	.21	.24	.13	.16	.19	.21	.24
2	.26	.29	.31	.34	.37	.26	.29	.32	.34	.37
3	.39	.42	.44	.47	.50	.40	.42	.45	.48	.50
4	.52	.55	.57	.60	.63	.53	.56	.58	.61	.64
5	0.65	0.68	0.70	0.73	0.76	0.66	0.69	0.71	0.74	0.77
6	.78	.81	.84	.86	.89	.79	.82	.85	.87	.90
7	.91	.94	.97	.99	1.02	.93	.95	.98	1.00	1.03
8	1.04	1.07	1.10	1.12	1.15	1.06	1.08	1.11	1.14	1.16
9	1.17	1.20	1.23	1.25	1.28	1.19	1.22	1.24	1.24	1.27
10	1.30	1.33	1.36	1.38	1.41	1.32	1.35	1.37	1.40	1.43
11	1.44	1.46	1.49	1.51	1.54	1.45	1.48	1.51	1.53	1.56
12	1.63	1.59	1.62	1.64	1.67	1.58	1.61	1.64	1.66	1.69
13	1.70	1.72	1.75	1.77	1.80	1.72	1.74	1.77	1.80	1.82
14	1.83	1.85	1.88	1.90	1.93	1.85	1.87	1.90	1.93	1.95
15	1.96	1.98	2.01	2.03	2.06	1.98	2.01	2.03	2.06	2.08
16	2.09	2.11	2.14	2.16	2.19	2.11	2.14	2.16	2.19	2.22
17	2.22	2.24	2.27	2.29	2.32	2.24	2.27	2.30	2.32	2.35
18	2.35	2.37	2.40	2.42	2.45	2.37	2.40	2.43	2.45	2.48
19	2.48	2.50	2.53	2.55	2.58	2.51	2.53	2.56	2.58	2.61
20	2.60	2.63	2.66	2.68	2.71	2.64	2.66	2.69	2.72	2.74
21	2.73	2.76	2.79	2.81	2.84	2.77	2.80	2.82	2.85	2.87
22	2.86	2.89	2.92	2.94	2.97	2.90	2.93	2.95	2.98	3.01
23	2.99	3.02	3.05	3.07	3.10	3.03	3.06	3.08	3.11	3.14
24	3.12	3.15	3.18	3.20	3.23	3.16	3.19	3.21	3.24	3.27
25	3.25	3.28	3.30	3.33	3.36	3.29	3.32	3.35	3.37	3.40
26	3.38	3.41	3.43	3.46	3.49	3.43	3.45	3.48	3.50	3.53
27	3.51	3.53	3.56	3.51	3.53	3.56	3.58	3.61	3.63	3.66
28	3.64	3.67	3.69	3.72	3.75	3.69	3.71	3.74	3.77	3.79
29	3.77	3.80	3.82	3.85	3.87	3.82	3.84	3.87	3.90	3.92
30	3.90	3.93	3.95	3.98	4.00	3.95	3.98	4.00	4.03	4.05
31	4.03	4.06	4.08	4.11	4.13	4.08	4.11	4.13	4.16	4.18
32	4.16	4.18	4.21	4.24	4.26	4.21	4.24	4.26	4.29	4.32
33	4.29	4.31	4.34	4.37	4.39	4.34	4.37	4.39	4.42	4.45
34	4.42	4.44	4.47	4.49	4.52	4.47	4.50	4.52	4.55	4.58
35	4.55	4.57	4.60	4.62	4.65	4.60	4.63	4.66	4.68	4.71
36	4.68	4.70	4.73	4.75	4.78	4.73	4.76	4.79	4.81	4.84
37	4.80	4.83	4.86	4.88	4.91	4.86	4.89	4.92	4.94	4.97
38	4.93	4.96	4.98	5.01	5.04	5.00	5.02	5.05	5.07	5.10
39	5.06	5.09	5.11	5.14	5.17	5.13	5.15	5.18	5.20	5.23
40	5.19	5.22	5.24	5.27	5.29	5.26	5.28	5.31	5.33	5.36
41	5.32	5.35	5.37	5.40	5.42	5.39	5.41	5.44	5.46	5.49
42	5.45	5.47	5.50	5.53	5.55	5.52	5.54	5.57	5.60	5.62
43	5.58	5.60	5.63	5.65	5.68	5.65	5.67	5.70	5.73	5.75
44	5.71	5.73	5.76	5.78	5.81	5.78	5.80	5.83	5.86	5.88
45	5.83	5.86	5.89	5.91	5.94	5.91	5.93	5.96	5.99	6.01

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 820 mm. or mb.					Height of the mereury column 830 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.05	0.08	0.11	0.00	0.03	0.05	0.08	0.11
1	.13	.16	.19	.21	.24	.14	.16	.19	.22	.24
2	.27	.29	.32	.35	.37	.27	.30	.33	.35	.38
3	.40	.43	.46	.48	.51	.41	.43	.46	.49	.51
4	.54	.56	.59	.62	.64	.54	.57	.60	.62	.65
5	0.67	0.70	0.72	0.75	0.78	0.68	0.70	0.73	0.76	0.79
6	.80	.83	.86	.88	.91	.81	.84	.87	.89	.92
7	.94	.96	.99	1.02	1.04	.95	.98	1.00	1.03	1.06
8	1.07	1.09	1.12	1.15	1.18	1.08	1.11	1.14	1.16	1.19
9	1.20	1.23	1.26	1.28	1.31	1.22	1.25	1.27	1.30	1.33
10	1.34	1.36	1.39	1.42	1.44	1.35	1.38	1.41	1.44	1.46
11	1.47	1.50	1.52	1.55	1.58	1.49	1.52	1.54	1.57	1.60
12	1.60	1.63	1.66	1.68	1.71	1.62	1.65	1.68	1.70	1.73
13	1.74	1.76	1.79	1.82	1.84	1.76	1.79	1.81	1.84	1.87
14	1.87	1.90	1.92	1.95	1.98	1.89	1.92	1.95	1.97	2.00
15	2.00	2.03	2.06	2.08	2.11	2.03	2.06	2.08	2.11	2.14
16	2.14	2.16	2.19	2.22	2.24	2.16	2.19	2.22	2.24	2.27
17	2.27	2.30	2.32	2.35	2.38	2.30	2.33	2.35	2.38	2.41
18	2.40	2.43	2.46	2.48	2.51	2.43	2.46	2.49	2.51	2.54
19	2.54	2.56	2.59	2.62	2.64	2.57	2.59	2.62	2.65	2.68
20	2.67	2.70	2.72	2.75	2.78	2.70	2.73	2.76	2.78	2.81
21	2.80	2.83	2.86	2.88	2.91	2.84	2.86	2.89	2.92	2.94
22	2.94	2.96	2.99	3.02	3.04	3.07	2.97	3.00	3.05	3.08
23	3.07	3.10	3.12	3.15	3.18	3.11	3.13	3.16	3.19	3.21
24	3.20	3.23	3.25	3.28	3.31	3.24	3.27	3.29	3.32	3.35
25	3.33	3.36	3.39	3.41	3.44	3.38	3.40	3.43	3.46	3.48
26	3.47	3.49	3.52	3.55	3.57	3.51	3.54	3.56	3.59	3.62
27	3.60	3.63	3.65	3.68	3.71	3.64	3.67	3.70	3.72	3.75
28	3.73	3.76	3.79	3.81	3.84	3.78	3.80	3.83	3.86	3.89
29	3.87	3.89	3.92	3.95	3.97	3.91	3.94	3.97	3.99	4.02
30	4.00	4.02	4.05	4.08	4.10	4.05	4.07	4.10	4.13	4.15
31	4.13	4.16	4.18	4.21	4.24	4.18	4.21	4.23	4.26	4.29
32	4.26	4.29	4.32	4.34	4.37	4.32	4.34	4.37	4.40	4.42
33	4.40	4.42	4.45	4.47	4.50	4.45	4.48	4.50	4.53	4.56
34	4.53	4.55	4.58	4.61	4.63	4.58	4.61	4.64	4.66	4.69
35	4.66	4.69	4.71	4.74	4.77	4.72	4.74	4.77	4.80	4.82
36	4.79	4.82	4.85	4.87	4.90	4.85	4.88	4.90	4.93	4.96
37	4.92	4.95	4.98	5.00	5.03	4.98	5.01	5.04	5.06	5.09
38	5.06	5.08	5.11	5.14	5.16	5.12	5.15	5.17	5.20	5.22
39	5.19	5.22	5.24	5.27	5.29	5.25	5.28	5.31	5.33	5.36
40	5.06	5.09	5.11	5.14	5.16	5.13	5.15	5.18	5.20	5.23
41	5.19	5.21	5.24	5.26	5.29	5.25	5.28	5.30	5.33	5.36
42	5.31	5.34	5.36	5.39	5.41	5.38	5.41	5.43	5.46	5.48
43	5.44	5.46	5.49	5.51	5.54	5.51	5.53	5.56	5.58	5.61
44	5.56	5.59	5.61	5.64	5.66	5.64	5.66	5.69	5.71	5.74
45	5.69	5.71	5.74	5.76	5.79	5.76	5.79	5.81	5.84	5.86

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 840 mm. or mb.					Height of the mereury column 850 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.05	0.08	0.11	0.00	0.03	0.06	0.08	0.11
1	.14	.16	.19	.22	.25	.14	.17	.19	.22	.25
2	.27	.30	.33	.36	.38	.28	.31	.33	.36	.39
3	.41	.44	.47	.49	.52	.42	.44	.47	.50	.53
4	.55	.58	.60	.63	.66	.56	.58	.61	.64	.67
5	0.69	0.71	0.74	0.77	0.80	0.69	0.72	0.75	0.78	0.80
6	.82	.85	.88	.90	.93	.83	.86	.89	.92	.94
7	.96	.99	1.01	1.04	1.07	.97	1.00	1.03	1.05	1.08
8	1.10	1.12	1.15	1.18	1.21	1.11	1.14	1.17	1.19	1.22
9	1.23	1.26	1.29	1.32	1.34	1.25	1.28	1.30	1.33	1.36
10	1.37	1.40	1.42	1.45	1.48	1.39	1.41	1.44	1.47	1.50
11	1.51	1.53	1.56	1.59	1.62	1.52	1.55	1.58	1.61	1.64
12	1.64	1.67	1.70	1.73	1.75	1.66	1.69	1.72	1.75	1.77
13	1.78	1.81	1.83	1.86	1.89	1.80	1.83	1.86	1.88	1.91
14	1.92	1.94	1.97	2.00	2.03	1.94	1.97	1.99	2.02	2.05
15	2.05	2.08	2.11	2.14	2.16	2.08	2.11	2.13	2.16	2.19
16	2.19	2.22	2.24	2.27	2.30	2.22	2.24	2.27	2.30	2.33
17	2.33	2.35	2.38	2.41	2.44	2.35	2.38	2.41	2.44	2.46
18	2.46	2.49	2.52	2.54	2.57	2.49	2.52	2.55	2.57	2.60
19	2.60	2.63	2.65	2.68	2.71	2.63	2.66	2.69	2.71	2.74
20	2.74	2.76	2.79	2.82	2.84	2.77	2.80	2.82	2.85	2.88
21	2.87	2.90	2.93	2.95	2.98	2.91	2.93	2.96	2.99	3.02
22	3.01	3.03	3.06	3.09	3.12	3.04	3.07	3.10	3.11	3.15
23	3.14	3.17	3.20	3.23	3.25	3.18	3.21	3.24	3.26	3.29
24	3.28	3.31	3.33	3.36	3.39	3.32	3.35	3.37	3.40	3.43
25	3.42	3.44	3.47	3.50	3.52	3.46	3.48	3.51	3.54	3.57
26	3.55	3.58	3.61	3.63	3.66	3.59	3.62	3.65	3.68	3.70
27	3.69	3.72	3.74	3.77	3.80	3.73	3.76	3.79	3.81	3.84
28	3.82	3.85	3.88	3.91	3.93	3.87	3.90	3.92	3.95	3.98
29	3.96	3.99	4.01	4.04	4.07	4.01	4.03	4.06	4.09	4.12
30	4.10	4.12	4.15	4.18	4.20	4.14	4.17	4.20	4.23	4.25
31	4.23	4.26	4.29	4.31	4.34	4.28	4.31	4.34	4.36	4.39
32	4.37	4.39	4.42	4.45	4.48	4.42	4.45	4.47	4.50	4.53
33	4.50	4.53	4.56	4.58	4.61	4.56	4.58	4.61	4.64	4.67
34	4.64	4.67	4.69	4.72	4.75	4.69	4.72	4.75	4.78	4.80
35	4.77	4.80	4.83	4.85	4.88	4.83	4.86	4.89	4.91	4.94
36	4.91	4.94	4.96	4.99	5.02	4.97	4.99	5.02	5.05	5.08
37	5.05	5.07	5.10	5.13	5.15	5.11	5.13	5.16	5.19	5.21
38	5.18	5.21	5.23	5.26	5.29	5.24	5.27	5.30	5.32	5.35
39	5.32	5.34	5.37	5.40	5.42	5.38	5.41	5.43	5.46	5.49
40	5.45	5.48	5.51	5.53	5.56	5.52	5.54	5.57	5.60	5.63
41	5.59	5.61	5.64	5.67	5.69	5.65	5.68	5.71	5.73	5.76
42	5.72	5.75	5.78	5.80	5.83	5.79	5.82	5.84	5.87	5.90
43	5.86	5.88	5.91	5.94	5.96	5.93	5.95	5.98	6.01	6.04
44	5.99	6.02	6.05	6.07	6.10	6.06	6.09	6.12	6.14	6.17
45	6.13	6.15	6.18	6.21	6.23	6.20	6.23	6.25	6.28	6.31

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 860 mm. or mb.					Height of the mereury column 870 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.08	0.11	0.00	0.03	0.05	0.09	0.11
1	.14	.17	.20	.22	.25	.14	.17	.20	.23	.26
2	.28	.31	.34	.37	.39	.28	.31	.34	.37	.40
3	.42	.45	.48	.51	.53	.43	.46	.48	.51	.54
4	.56	.59	.62	.65	.67	.57	.60	.62	.65	.68
5	0.70	0.73	0.76	0.79	0.81	0.71	0.74	0.77	0.80	0.82
6	.84	.87	.90	.93	.95	.85	.88	.91	.94	.97
7	.98	1.01	1.04	1.07	1.09	.99	1.02	1.05	1.08	1.11
8	1.12	1.15	1.18	1.21	1.23	1.14	1.16	1.19	1.22	1.25
9	1.26	1.29	1.32	1.35	1.37	1.28	1.31	1.33	1.36	1.39
10	1.40	1.43	1.46	1.49	1.51	1.42	1.45	1.48	1.50	1.53
11	1.54	1.57	1.60	1.63	1.65	1.56	1.59	1.62	1.65	1.67
12	1.68	1.71	1.74	1.77	1.79	1.70	1.73	1.76	1.79	1.82
13	1.82	1.85	1.88	1.91	1.93	1.84	1.87	1.90	1.93	1.96
14	1.96	1.99	2.02	2.05	2.07	1.99	2.01	2.04	2.07	2.10
15	2.10	2.13	2.16	2.19	2.21	2.013	2.15	2.18	2.21	2.24
16	2.24	2.27	2.30	2.33	2.35	2.27	2.30	2.32	2.35	2.38
17	2.38	2.41	2.44	2.47	2.49	2.41	2.44	2.47	2.49	2.52
18	2.52	2.55	2.58	2.60	2.63	2.55	2.58	2.61	2.64	2.66
19	2.66	2.69	2.72	2.74	2.77	2.69	2.72	2.75	2.78	2.80
20	2.80	2.81	2.86	2.88	2.91	2.83	2.86	2.89	2.92	2.95
21	2.94	2.97	3.00	3.02	3.05	2.97	3.00	3.03	3.06	3.09
22	3.08	3.11	3.13	3.16	3.19	3.11	3.14	3.17	3.20	3.23
23	3.22	3.25	3.27	3.30	3.33	3.26	3.28	3.31	3.34	3.37
24	3.36	3.39	3.41	3.44	3.47	3.40	3.43	3.45	3.48	3.51
25	3.50	3.53	3.55	3.58	3.61	3.54	3.57	3.59	3.62	3.65
26	3.64	3.66	3.69	3.72	3.75	3.68	3.71	3.73	3.76	3.79
27	3.78	3.80	3.83	3.86	3.89	3.82	3.85	3.88	3.90	3.93
28	3.91	3.94	3.97	4.00	4.03	3.96	3.99	4.02	4.04	4.07
29	4.05	4.08	4.11	4.14	4.16	4.10	4.13	4.16	4.19	4.21
30	4.19	4.22	4.25	4.28	4.30	4.24	4.27	4.30	4.33	4.35
31	4.33	4.36	4.39	4.42	4.44	4.38	4.41	4.44	4.47	4.49
32	4.47	4.50	4.53	4.55	4.58	4.52	4.55	4.58	4.61	4.64
33	4.61	4.64	4.66	4.69	4.72	4.66	4.69	4.72	4.75	4.78
34	4.75	4.78	4.80	4.83	4.86	4.80	4.83	4.86	4.89	4.92
35	4.89	4.91	4.94	4.97	5.00	4.94	4.97	5.00	5.03	5.06
36	5.03	5.05	5.08	5.11	5.14	5.08	5.11	5.14	5.17	5.20
37	5.17	5.19	5.22	5.25	5.28	5.23	5.25	5.28	5.31	5.34
38	5.30	5.33	5.36	5.39	5.41	5.37	5.39	5.42	5.45	5.48
39	5.44	5.47	5.50	5.52	5.55	5.51	5.53	5.56	5.59	5.62
40	5.58	5.61	5.64	5.66	5.69	5.65	5.67	5.70	5.73	5.76
41	5.72	5.75	5.77	5.80	5.83	5.79	5.81	5.84	5.87	5.90
42	5.86	5.88	5.91	5.94	5.97	5.93	5.95	5.98	6.01	6.04
43	6.00	6.02	6.05	6.08	6.11	6.07	6.09	6.12	6.15	6.18
44	6.13	6.16	6.19	6.22	6.25	6.21	6.23	6.26	6.29	6.32
45	6.27	6.30	6.33	6.36	6.38	6.35	6.37	6.40	6.43	6.46

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 880 mm. or mb.					Height of the mereury column 890 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12
1	.14	.17	.20	.23	.26	.15	.17	.20	.23	.26
2	.29	.32	.34	.37	.40	.29	.32	.35	.38	.41
3	.43	.46	.49	.52	.55	.44	.47	.49	.52	.55
4	.57	.60	.63	.66	.69	.58	.61	.64	.67	.70
5	0.72	0.75	0.78	0.80	0.83	0.73	0.76	0.78	0.81	0.84
6	.86	.89	.92	.95	.98	.87	.90	.93	.96	.99
7	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.02	1.05	1.08	1.10	1.13
8	1.15	1.18	1.21	1.23	1.26	1.16	1.19	1.22	1.25	1.28
9	1.29	1.32	1.35	1.38	1.41	1.31	1.34	1.36	1.39	1.42
10	1.44	1.46	1.49	1.52	1.55	1.45	1.48	1.51	1.54	1.57
11	1.58	1.61	1.64	1.66	1.69	1.60	1.63	1.65	1.68	1.71
12	1.72	1.75	1.78	1.81	1.84	1.74	1.77	1.80	1.83	1.86
13	1.86	1.89	1.92	1.95	1.98	1.89	1.92	1.94	1.97	2.00
14	2.01	2.04	2.07	2.09	2.12	2.03	2.06	2.09	2.12	2.15
15	2.15	2.18	2.21	2.24	2.27	2.15	2.20	2.23	2.26	2.29
16	2.29	2.32	2.35	2.38	2.41	2.32	2.35	2.38	2.41	2.44
17	2.44	2.47	2.49	2.52	2.55	2.46	2.49	2.52	2.55	2.58
18	2.58	2.61	2.64	2.67	2.69	2.61	2.64	2.67	2.70	2.73
19	2.72	2.75	2.78	2.81	2.84	2.75	2.78	2.81	2.84	2.87
20	2.87	2.89	2.92	2.95	2.98	2.90	2.93	2.96	2.99	3.01
21	3.01	3.04	3.07	3.09	3.12	3.04	3.07	3.10	3.13	3.16
22	3.15	3.18	3.21	3.24	3.26	3.19	3.22	3.24	3.27	3.30
23	3.29	3.32	3.35	3.38	3.41	3.33	3.36	3.39	3.42	3.45
24	3.44	3.46	3.49	3.52	3.55	3.47	3.50	3.53	3.56	3.59
25	3.58	3.61	3.64	3.66	3.69	3.62	3.65	3.68	3.71	3.73
26	3.72	3.75	3.78	3.81	3.84	3.76	3.79	3.82	3.85	3.88
27	3.86	3.89	3.92	3.95	3.98	3.91	3.94	3.96	3.99	4.02
28	4.01	4.03	4.06	4.09	4.12	4.05	4.08	4.11	4.14	4.17
29	4.15	4.18	4.21	4.23	4.26	4.20	4.22	4.25	4.28	4.31
30	4.29	4.32	4.35	4.38	4.40	4.34	4.37	4.40	4.43	4.45
31	4.43	4.46	4.49	4.52	4.55	4.48	4.51	4.54	4.57	4.60
32	4.58	4.60	4.63	4.66	4.69	4.63	4.66	4.68	4.71	4.74
33	4.72	4.75	4.77	4.80	4.83	4.77	4.80	4.83	4.86	4.89
34	4.86	4.89	4.92	4.94	4.97	4.91	4.94	4.97	5.00	5.03
35	5.00	5.03	5.06	5.09	5.11	5.06	5.09	5.12	5.14	5.17
36	5.14	5.17	5.20	5.23	5.26	5.20	5.23	5.26	5.29	5.32
37	5.29	5.31	5.34	5.37	5.40	5.35	5.37	5.40	5.43	5.46
38	5.43	5.46	5.48	5.51	5.54	5.49	5.52	5.55	5.57	5.60
39	5.57	5.60	5.62	5.65	5.68	5.63	5.66	5.69	5.72	5.75
40	5.45	5.48	5.51	5.53	5.56	5.52	5.54	5.57	5.60	5.63
41	5.59	5.61	5.64	5.67	5.69	5.65	5.68	5.71	5.73	5.76
42	5.72	5.75	5.78	5.80	5.83	5.79	5.82	5.84	5.87	5.90
43	5.86	5.88	5.91	5.94	5.96	5.93	5.95	5.98	6.01	6.04
44	5.99	6.02	6.05	6.07	6.10	6.06	6.09	6.12	6.14	6.17
45	6.42	6.45	6.47	6.50	6.53	6.49	6.52	6.55	6.58	6.61

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 900 mm. or mb.					Height of the mereury column 910 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12
1	.15	.18	.21	.23	.26	.15	.18	.21	.24	.27
2	.29	.32	.35	.38	.41	.30	.33	.36	.39	.42
3	.44	.47	.50	.53	.56	.45	.48	.51	.54	.56
4	.59	.62	.65	.67	.68	.71	.59	.62	.68	.71
5	0.73	0.76	0.79	0.82	0.85	0.74	0.77	0.80	0.83	0.86
6	.88	.91	.94	.97	1.00	.89	.92	.95	.98	1.01
7	1.03	1.06	1.09	1.12	1.15	1.04	1.07	1.10	1.13	1.16
8	1.17	1.20	1.23	1.26	1.29	1.19	1.22	1.25	1.28	1.31
9	1.32	1.35	1.38	1.41	1.44	1.34	1.37	1.40	1.43	1.45
10	1.47	1.50	1.53	1.56	1.58	1.48	1.51	1.54	1.57	1.60
11	1.61	1.64	1.67	1.70	1.73	1.63	1.66	1.69	1.72	1.75
12	1.76	1.79	1.82	1.85	1.88	1.78	1.81	1.84	1.87	1.90
13	1.91	1.94	1.97	2.00	2.02	1.93	1.96	1.99	2.02	2.05
14	2.05	2.08	2.11	2.14	2.17	2.08	2.11	2.14	2.16	2.19
15	2.20	2.23	2.26	2.29	2.32	2.22	2.25	2.28	2.31	2.34
16	2.35	2.38	2.40	2.43	2.46	2.37	2.40	2.43	2.46	2.49
17	2.49	2.52	2.55	2.58	2.61	2.52	2.55	2.58	2.61	2.64
18	2.64	2.67	2.70	2.73	2.76	2.67	2.70	2.73	2.76	2.79
19	2.78	2.81	2.84	2.87	2.90	2.82	2.84	2.87	2.90	2.93
20	2.93	2.96	2.99	3.02	3.05	2.96	2.99	3.02	3.05	3.08
21	3.08	3.11	3.13	3.16	3.19	3.11	3.14	3.17	3.20	3.23
22	3.22	3.25	3.28	3.31	3.34	3.26	3.29	3.32	3.35	3.38
23	3.37	3.40	3.43	3.46	3.48	3.41	3.44	3.46	3.49	3.52
24	3.51	3.54	3.57	3.60	3.63	3.55	3.58	3.61	3.64	3.67
25	3.66	3.69	3.72	3.75	3.78	3.70	3.73	3.76	3.79	3.82
26	3.81	3.83	3.86	3.89	3.92	3.95	3.88	3.91	3.94	3.97
27	3.95	3.98	4.01	4.04	4.07	3.99	4.02	4.05	4.08	4.11
28	4.10	4.13	4.16	4.18	4.21	4.14	4.17	4.20	4.23	4.26
29	4.24	4.27	4.30	4.33	4.36	4.29	4.32	4.35	4.38	4.41
30	4.39	4.42	4.45	4.47	4.50	4.44	4.47	4.50	4.52	4.55
31	4.53	4.56	4.59	4.62	4.65	4.58	4.61	4.64	4.67	4.70
32	4.68	4.71	4.74	4.77	4.80	4.73	4.76	4.79	4.82	4.85
33	4.82	4.85	4.88	4.91	4.94	4.88	4.91	4.94	4.97	4.99
34	4.97	5.00	5.03	5.06	5.09	5.02	5.05	5.08	5.11	5.14
35	5.11	5.14	5.17	5.20	5.23	5.17	5.20	5.23	5.26	5.29
36	5.26	5.29	5.32	5.35	5.38	5.32	5.35	5.38	5.41	5.44
37	5.41	5.43	5.46	5.49	5.52	5.47	5.49	5.52	5.55	5.58
38	5.55	5.58	5.61	5.64	5.67	5.61	5.64	5.67	5.70	5.73
39	5.70	5.72	5.75	5.78	5.81	5.76	5.79	5.82	5.85	5.88
40	5.84	5.87	5.90	5.93	5.96	5.90	5.93	5.96	5.99	6.02
41	5.98	6.01	6.04	6.07	6.10	6.05	6.08	6.11	6.14	6.17
42	6.13	6.16	6.19	6.22	6.25	6.20	6.23	6.26	6.29	6.31
43	6.27	6.30	6.33	6.36	6.39	6.34	6.37	6.40	6.43	6.46
44	6.42	6.45	6.48	6.51	6.54	6.49	6.52	6.55	6.58	6.61
45	6.56	6.59	6.62	6.65	6.68	6.64	6.67	6.69	6.72	6.75

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 920 mm. or mb.					Height of the mereury column 930 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12
1	.15	.18	.21	.24	.27	.15	.18	.21	.24	.27
2	.30	.33	.36	.39	.42	.30	.33	.36	.40	.43
3	.45	.48	.51	.54	.57	.46	.49	.52	.55	.58
4	.60	.63	.66	.69	.72	.61	.64	.67	.70	.73
5	0.75	0.78	0.81	0.84	0.84	0.87	0.76	0.79	0.82	0.88
6	.90	.93	.96	.99	1.02	.91	.94	.97	1.00	1.03
7	1.05	1.08	1.11	1.14	1.17	1.06	1.09	1.12	1.15	1.18
8	1.20	1.23	1.26	1.29	1.32	1.21	1.24	1.28	1.30	1.34
9	1.35	1.38	1.41	1.44	1.47	1.37	1.40	1.43	1.46	1.49
10	1.50	1.53	1.56	1.59	1.62	1.52	1.55	1.58	1.61	1.64
11	1.65	1.68	1.71	1.74	1.77	1.67	1.70	1.73	1.76	1.79
12	1.80	1.83	1.86	1.89	1.92	1.82	1.85	1.88	1.91	1.94
13	1.95	1.98	2.01	2.04	2.07	1.97	2.00	2.03	2.06	2.09
14	2.10	2.13	2.16	2.19	2.22	2.12	2.15	2.18	2.21	2.24
15	2.25	2.28	2.31	2.34	2.37	2.27	2.30	2.33	2.36	2.39
16	2.40	2.43	2.46	2.49	2.52	2.42	2.45	2.48	2.51	2.55
17	2.55	2.58	2.61	2.64	2.67	2.58	2.61	2.64	2.67	2.70
18	2.70	2.73	2.76	2.79	2.82	2.73	2.76	2.79	2.82	2.85
19	2.85	2.88	2.91	2.94	2.97	2.88	2.91	2.94	2.97	3.00
20	3.00	3.03	3.06	3.09	3.12	3.03	3.06	3.09	3.12	3.15
21	3.14	3.17	3.20	3.23	3.26	3.18	3.21	3.24	3.27	3.30
22	3.29	3.32	3.35	3.38	3.41	3.33	3.36	3.39	3.42	3.45
23	3.44	3.47	3.50	3.53	3.56	3.48	3.51	3.54	3.57	3.60
24	3.59	3.62	3.65	3.68	3.71	3.63	3.66	3.69	3.72	3.75
25	3.74	3.77	3.80	3.83	3.86	3.78	3.81	3.84	3.87	3.90
26	3.89	3.92	3.95	3.98	4.01	3.93	3.96	3.99	4.02	4.05
27	4.04	4.07	4.10	4.13	4.16	4.08	4.11	4.14	4.17	4.20
28	4.19	4.22	4.25	4.28	4.31	4.23	4.26	4.29	4.32	4.35
29	4.34	4.37	4.40	4.43	4.46	4.38	4.41	4.44	4.47	4.50
30	4.49	4.52	4.54	4.57	4.60	4.53	4.56	4.59	4.62	4.65
31	4.63	4.66	4.69	4.72	4.75	4.68	4.71	4.74	4.77	4.80
32	4.78	4.81	4.84	4.87	4.90	4.83	4.86	4.89	4.92	4.96
33	4.93	4.96	4.99	5.02	5.05	4.98	5.02	5.04	5.08	5.10
34	5.08	5.11	5.14	5.17	5.20	5.13	5.17	4.19	5.22	5.26
35	5.23	5.26	5.29	5.32	5.35	5.29	5.31	5.35	5.37	5.41
36	5.38	5.41	5.44	5.47	5.50	5.43	5.46	5.50	5.53	5.55
37	5.53	5.55	5.58	5.61	5.64	5.59	5.61	5.65	5.67	5.70
38	5.67	5.70	5.73	5.76	5.79	5.74	5.77	5.79	5.82	5.85
39	5.82	5.85	5.88	5.91	5.94	5.89	5.91	5.94	5.97	6.00
40	5.97	6.00	6.03	6.06	6.09	6.03	6.06	6.09	6.12	6.15
41	6.12	6.15	6.18	6.21	6.24	6.18	6.21	6.24	6.27	6.30
42	6.27	6.30	6.32	6.35	6.38	6.33	6.36	6.39	6.42	6.45
43	6.41	6.44	6.47	6.50	6.53	6.48	6.51	6.54	6.57	6.60
44	6.56	6.59	6.62	6.65	6.68	6.63	6.66	6.69	6.72	6.75
45	6.71	6.74	6.77	6.80	6.83	6.78	6.81	6.84	6.87	6.90

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 940 mm. or mb.					Height of the mereury column 950 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12	0.00	0.03	0.06	0.09	0.12
1	.15	.18	.22	.25	.28	.15	.19	.22	.23	.28
2	.31	.34	.37	.40	.43	.31	.34	.37	.40	.43
3	.46	.49	.52	.55	.58	.47	.50	.53	.56	.59
4	.61	.64	.67	.71	.74	.62	.65	.68	.71	.74
5	0.77	0.80	0.83	0.86	0.89	0.78	0.81	0.84	0.87	0.90
6	.92	.95	.98	1.01	1.04	.93	.96	.99	1.02	1.05
7	1.07	1.10	1.14	1.17	1.20	1.08	1.12	1.15	1.18	1.21
8	1.23	1.26	1.29	1.32	1.35	1.24	1.27	1.30	1.33	1.36
9	1.38	1.41	1.44	1.47	1.50	1.39	1.43	1.46	1.49	1.52
10	1.53	1.56	1.59	1.63	1.66	1.55	1.58	1.61	1.64	1.67
11	1.69	1.72	1.75	1.78	1.81	1.70	1.73	1.77	1.80	1.83
12	1.84	1.87	1.90	1.93	1.96	1.86	1.89	1.92	1.95	1.98
13	1.99	2.02	2.05	2.08	2.11	2.01	2.04	2.07	2.11	2.14
14	2.15	2.18	2.21	2.24	2.27	2.17	2.20	2.23	2.26	2.29
15	2.30	2.33	2.36	2.39	2.42	2.32	2.35	2.238	2.41	2.45
16	2.45	2.48	2.51	2.54	2.57	2.48	2.51	2.54	2.57	2.60
17	2.60	2.63	2.66	2.69	2.73	2.63	2.66	2.69	2.72	2.75
18	2.76	2.79	2.82	2.85	2.88	2.79	2.82	2.85	2.88	2.91
19	2.91	2.94	2.97	3.00	3.03	2.94	2.97	3.00	3.03	3.06
20	3.06	3.09	3.12	3.15	3.18	3.09	3.12	3.15	3.19	3.22
21	3.21	3.24	3.27	3.31	3.34	3.25	3.28	3.31	3.34	3.37
22	3.37	3.40	3.43	3.46	3.49	3.40	3.43	3.46	3.49	3.52
23	3.52	3.55	3.58	3.61	3.64	3.55	3.59	3.62	3.65	3.68
24	3.67	3.70	3.73	3.76	3.79	3.71	3.74	3.77	3.80	3.83
25	3.82	3.85	3.88	3.91	3.94	3.86	3.89	3.92	3.95	3.99
26	3.98	4.01	4.04	4.07	4.10	4.02	4.05	4.08	4.11	4.14
27	4.13	4.16	4.19	4.22	4.25	4.17	4.20	4.23	4.26	4.29
28	4.28	4.31	4.34	4.37	4.40	4.32	4.35	4.39	4.42	4.45
29	4.43	4.46	4.49	4.52	4.55	4.48	4.51	4.54	4.57	4.60
30	4.58	4.61	4.64	4.67	4.70	4.63	4.66	4.69	4.72	4.75
31	4.73	4.76	4.80	4.83	4.86	4.79	4.82	4.85	4.88	4.91
32	4.89	4.92	4.95	4.98	5.01	4.94	4.97	5.00	5.03	5.06
33	5.04	5.07	5.10	5.13	5.16	5.09	5.12	5.15	5.18	5.21
34	5.19	5.22	5.25	5.28	5.31	5.24	5.28	5.31	5.34	5.37
35	5.34	5.37	5.40	5.43	5.46	5.40	5.43	5.46	5.49	5.52
36	5.49	5.52	5.55	5.58	5.61	5.55	5.58	5.61	5.64	5.67
37	5.65	5.67	5.71	5.74	5.77	5.71	5.74	5.77	5.80	5.83
38	5.80	5.83	5.86	5.89	5.92	5.86	5.89	5.92	5.95	5.98
39	5.95	5.98	6.01	6.04	6.07	6.01	6.04	6.07	6.10	6.13
40	6.10	6.13	6.16	6.19	6.22	6.16	6.19	6.23	6.26	6.29
41	6.25	6.28	6.31	6.34	6.37	6.32	6.35	6.38	6.41	6.44
42	6.40	6.43	6.46	6.49	6.52	6.47	6.50	6.53	6.56	6.59
43	6.55	6.58	6.61	6.64	6.67	6.62	6.65	6.68	6.71	6.74
44	6.71	6.74	6.77	6.80	6.83	6.78	6.81	6.84	6.87	6.90
45	6.86	6.89	6.92	6.95	6.98	6.93	6.96	6.99	7.02	7.05

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 960 mm. or mb.					Height of the mereury column 970 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.09	0.13	0.00	0.03	0.06	0.10	0.13
1	.16	.19	.22	.25	.28	.16	.19	.22	.25	.29
2	.31	.34	.38	.41	.44	.32	.35	.38	.41	.44
3	.47	.50	.53	.56	.56	.48	.51	.54	.57	.60
4	.63	.66	.69	.72	.75	.63	.67	.70	.73	.76
5	0.78	0.82	0.85	0.88	0.91	0.79	0.82	0.85	0.89	0.92
6	.94	.97	1.00	1.03	1.07	.95	.98	1.01	1.04	1.08
7	1.10	1.13	1.16	1.19	1.22	1.11	1.14	1.17	1.20	1.23
8	1.25	1.28	1.32	1.35	1.38	1.27	1.30	1.33	1.36	1.39
9	1.41	1.44	1.47	1.50	1.53	1.42	1.46	1.49	1.52	1.55
10	1.57	1.60	1.63	1.66	1.69	1.58	1.61	1.65	1.68	1.71
11	1.72	1.75	1.78	1.82	1.85	1.74	1.77	1.80	1.83	1.87
12	1.88	1.91	1.94	1.97	2.00	1.90	1.93	1.96	1.99	2.02
13	2.03	2.07	2.10	2.13	2.16	2.06	2.09	2.12	2.15	2.18
14	2.19	2.22	2.25	2.28	2.32	2.21	2.24	2.28	2.31	2.34
15	2.35	2.38	2.41	2.44	2.47	2.37	2.40	2.43	2.47	2.50
16	2.50	2.53	2.57	2.60	2.63	2.53	2.56	2.59	2.62	2.65
17	2.66	2.69	2.72	2.75	2.78	2.69	2.72	2.75	2.78	2.81
18	2.81	2.85	2.88	2.91	2.94	2.84	2.88	2.91	2.94	2.97
19	2.97	3.00	3.03	3.06	3.10	3.00	3.03	3.06	3.10	3.13
20	3.13	3.16	3.19	3.22	3.25	3.16	3.19	3.22	3.25	3.28
21	3.28	3.31	3.34	3.38	3.41	3.32	3.35	3.38	3.421	3.44
22	3.44	3.47	3.50	3.53	3.56	3.47	3.50	3.54	3.57	3.60
23	3.59	3.62	3.65	3.69	3.72	3.63	3.66	3.69	3.72	3.76
24	3.75	3.78	3.81	3.84	3.87	3.79	3.82	3.85	3.88	3.91
25	3.90	3.94	3.97	4.00	4.03	3.94	3.98	4.01	4.04	4.07
26	4.06	4.09	4.12	4.15	4.18	4.10	4.13	4.16	4.20	4.23
27	4.21	4.25	4.28	4.31	4.34	4.26	4.29	4.32	4.35	4.38
28	4.37	4.40	4.43	4.46	4.49	4.42	4.45	4.48	4.51	4.54
29	4.53	4.56	4.59	4.62	4.65	4.57	4.60	4.64	4.67	4.70
30	4.68	4.71	4.74	4.77	4.80	4.73	4.76	4.79	4.82	4.85
31	4.84	4.87	4.90	4.93	4.96	4.89	4.92	4.95	4.98	5.01
32	4.99	5.02	5.05	5.08	5.11	5.04	5.07	5.11	5.14	5.17
33	5.15	5.18	5.21	5.24	5.27	4.20	5.23	5.26	5.29	5.32
34	5.30	5.33	5.36	5.39	5.42	5.36	5.39	5.42	5.45	5.48
35	5.46	5.49	5.52	5.55	5.58	5.51	5.54	5.58	5.61	5.64
36	5.61	5.64	5.67	5.70	5.73	5.67	5.70	5.73	5.76	5.79
37	5.77	5.80	5.83	5.86	5.89	5.83	5.86	5.89	5.92	5.95
38	5.92	5.95	5.98	6.01	6.04	5.98	6.01	6.04	6.08	6.11
39	6.07	6.11	6.14	6.17	6.20	6.14	6.17	6.20	6.23	6.26
40	6.23	6.26	6.29	6.32	6.35	6.29	6.33	6.36	6.39	6.42
41	6.38	6.41	6.45	6.48	6.51	6.45	6.48	6.51	6.54	6.58
42	6.54	6.57	6.60	6.63	6.66	6.61	6.64	6.67	6.70	6.73
43	6.69	6.72	6.75	6.79	6.82	6.76	6.79	6.82	6.86	6.89
44	6.85	6.88	6.91	6.94	6.97	6.92	6.95	6.98	7.01	7.04
45	7.00	7.03	7.06	7.09	7.13	7.07	7.11	7.14	7.17	7.20

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 980 mm. or mb.					Height of the mereury column 990 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.10	0.13	0.00	0.03	0.06	0.10	0.13
1	.16	.19	.22	.26	.29	.16	.19	.23	.26	.29
2	.32	.35	.38	.42	.45	.32	.36	.39	.42	.45
3	.48	.51	.54	.58	.61	.49	.52	.55	.58	.61
4	.64	.67	.70	.74	.77	.65	.68	.71	.74	.78
5	0.80	0.83	0.86	0.90	0.93	0.81	0.84	0.87	0.90	0.94
6	.96	.99	1.02	1.06	1.09	.97	1.00	1.03	1.07	1.10
7	1.12	1.15	1.18	1.22	1.25	1.13	1.16	1.20	1.23	1.26
8	1.28	1.31	1.34	1.37	1.41	1.29	1.32	1.36	1.39	1.42
9	1.44	1.47	1.50	1.53	1.57	1.45	1.49	1.52	1.55	1.58
10	1.60	1.63	1.66	1.69	1.73	1.61	1.65	1.68	1.71	1.74
11	1.76	1.79	1.82	1.85	1.89	1.78	1.81	1.84	1.87	1.90
12	1.92	1.95	1.98	2.01	2.05	1.94	1.97	2.00	2.03	2.07
13	2.08	2.11	2.14	2.17	2.20	2.10	2.13	2.16	2.19	2.23
14	2.24	2.27	2.30	2.33	2.36	2.26	2.29	2.32	2.36	2.39
15	2.40	2.43	2.46	2.49	2.52	2.42	2.45	2.48	2.52	2.55
16	2.55	2.59	2.62	2.65	2.68	2.58	2.61	2.65	2.68	2.71
17	2.71	2.75	2.78	2.81	2.84	2.74	2.77	2.81	2.84	2.87
18	2.87	2.90	2.94	2.97	3.00	2.90	2.93	2.97	3.00	3.03
19	3.03	3.06	3.10	3.13	3.16	3.06	3.09	3.13	3.16	3.19
20	3.19	3.22	3.25	3.29	3.32	3.22	3.26	3.29	3.32	3.35
21	3.35	3.38	3.41	3.45	3.48	3.38	3.42	3.45	3.48	3.51
22	3.51	3.54	3.57	3.60	3.64	3.54	3.58	3.61	3.64	3.67
23	3.67	3.70	3.73	3.76	3.79	3.70	3.74	3.77	3.80	3.83
24	3.83	3.86	3.89	3.92	3.95	3.86	3.90	3.93	3.96	3.99
25	3.99	4.02	4.05	4.08	4.11	4.03	4.06	4.09	4.12	4.15
26	4.14	4.18	4.21	4.24	4.27	4.19	4.22	4.25	4.28	4.31
27	4.30	4.33	4.37	4.40	4.43	4.35	4.38	4.41	4.44	4.47
28	4.46	4.49	4.52	4.56	4.59	4.51	4.54	4.57	4.60	4.64
29	4.62	4.65	4.68	4.71	4.75	4.67	4.70	4.73	4.76	4.79
30	4.78	4.81	4.84	4.87	4.90	4.83	4.86	4.89	4.92	4.95
31	4.94	4.97	5.00	5.03	5.06	4.99	5.02	5.05	5.08	5.11
32	5.10	5.13	5.16	5.19	5.22	5.15	5.18	5.21	5.24	5.27
33	5.25	5.29	5.32	5.35	5.38	5.31	5.34	5.37	5.40	5.43
34	5.41	5.44	5.47	5.51	5.54	5.47	5.50	5.53	5.56	5.59
35	5.57	5.60	5.63	5.66	5.70	5.63	5.66	5.69	5.72	5.75
36	5.73	5.76	5.79	5.82	5.85	5.79	5.82	5.85	5.88	5.91
37	5.89	5.92	5.95	5.98	6.01	5.95	5.98	6.01	6.04	6.07
38	6.04	6.08	6.11	6.14	6.17	6.11	6.14	6.17	6.20	6.23
39	6.20	6.23	6.26	6.30	6.33	6.26	6.30	6.33	6.36	6.39
40	6.36	6.39	6.42	6.45	6.49	6.42	6.46	6.49	6.52	6.55
41	6.52	6.55	6.58	6.61	6.64	6.58	6.62	6.65	6.68	6.71
42	6.67	6.71	6.74	6.77	6.80	6.74	6.77	6.81	6.84	6.87
43	6.83	6.86	6.90	6.93	6.96	6.90	6.93	6.97	7.00	7.03
44	6.99	7.02	7.05	7.08	7.12	7.06	7.09	7.13	7.16	7.19
45	7.15	7.18	7.21	7.24	7.27	7.22	7.25	7.28	7.32	7.35

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 1000 mm. or mb.					Height of the mereury column 1010 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.06	0.10	0.13	0.00	0.03	0.07	0.10	0.13
1	.16	.20	.23	.26	.29	.16	.20	.23	.26	.30
2	.33	.36	.39	.42	.46	.33	.36	.40	.43	.46
3	.49	.52	.56	.59	.62	.49	.53	.56	.59	.63
4	.65	.69	.72	.75	.78	.66	.69	.73	.76	.79
5	0.82	0.85	0.88	0.91	0.95	0.82	0.86	0.89	0.92	0.96
6	.98	1.01	1.04	1.08	1.11	.99	1.02	1.06	1.09	1.12
7	1.14	1.18	1.21	1.24	1.27	1.15	1.19	1.22	1.25	1.29
8	1.30	1.34	1.37	1.40	1.44	1.32	1.35	1.38	1.42	1.45
9	1.47	1.50	1.53	1.57	1.60	1.48	1.52	1.55	1.58	1.61
10	1.63	1.66	1.70	1.73	1.76	1.65	1.68	1.71	1.75	1.78
11	1.79	1.83	1.86	1.89	1.92	1.81	1.84	1.88	1.91	1.94
12	1.96	1.99	2.02	2.05	2.09	1.98	2.01	2.04	2.07	2.11
13	2.12	2.15	2.18	2.22	2.25	2.14	2.17	2.21	2.24	2.27
14	2.28	2.31	2.35	2.38	2.41	2.30	2.34	2.37	2.40	2.44
15	2.44	2.48	2.51	2.54	2.57	2.47	2.50	2.53	2.57	2.60
16	2.61	2.64	2.67	2.70	2.74	2.63	2.67	2.70	2.73	2.76
17	2.77	2.80	2.83	2.87	2.90	2.80	2.83	2.86	2.90	3.93
18	2.93	2.96	3.00	3.03	3.06	2.96	2.99	3.03	3.06	3.09
19	3.09	3.13	3.16	3.19	3.22	3.12	3.16	3.19	3.22	3.26
20	3.26	3.29	3.32	3.35	3.39	3.29	3.32	3.35	3.39	3.42
21	3.42	3.45	3.48	3.52	3.55	3.45	3.49	3.52	3.55	3.58
22	3.58	3.61	3.64	3.68	3.71	3.62	3.65	3.68	3.71	3.75
23	3.74	3.78	3.81	3.84	3.87	3.78	3.81	3.85	3.88	3.91
24	3.90	3.94	3.97	4.00	4.03	3.94	3.98	4.01	4.04	4.07
25	4.07	4.10	4.13	4.16	4.20	4.11	4.14	4.17	4.20	4.24
26	4.22	4.26	4.29	4.33	4.36	4.27	4.30	4.34	4.37	4.40
27	4.39	4.42	4.46	4.49	4.52	4.43	4.47	4.50	4.53	4.56
28	4.55	4.58	4.62	4.65	4.68	4.60	4.63	4.66	4.70	4.73
29	4.71	4.75	4.78	4.81	4.84	4.76	4.79	4.83	4.86	4.89
30	4.88	4.91	4.94	4.97	5.00	4.92	4.96	4.99	5.02	5.06
31	5.04	5.07	5.10	5.13	5.17	5.09	5.12	5.15	5.19	5.22
32	5.20	5.23	5.26	4.30	5.33	5.25	5.28	5.32	5.35	5.38
33	5.36	5.39	5.42	5.46	5.49	5.41	5.45	5.48	5.51	5.54
34	5.52	5.55	5.59	5.62	5.65	5.58	5.61	5.64	5.67	5.71
35	5.68	5.72	5.75	5.78	5.81	5.74	5.77	5.81	5.84	5.87
36	5.84	5.88	5.91	5.94	5.97	5.90	5.93	5.97	6.00	6.03
37	6.01	6.04	6.07	6.10	6.13	6.07	6.10	6.13	6.16	6.20
38	6.17	6.20	6.23	6.26	6.30	6.23	6.26	6.29	6.33	6.36
39	6.33	6.36	6.39	6.42	6.46	6.39	6.42	6.46	6.49	6.52
40	6.49	6.52	6.55	6.58	6.62	6.55	6.59	6.62	6.65	6.68
41	6.65	6.68	6.71	6.75	6.78	6.72	6.75	6.78	6.81	6.85
42	6.81	6.84	6.88	6.91	6.94	6.88	6.91	6.94	6.98	7.01
43	6.97	7.00	7.04	7.07	7.10	7.04	7.07	7.11	7.14	7.17
44	7.13	7.16	7.20	7.23	7.26	7.20	7.24	7.27	7.30	7.33
45	7.29	7.33	7.36	7.39	7.42	7.37	7.40	7.43	7.46	7.50

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1020 mm. or mb.					Height of the mereury column 1030 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.07	0.10	0.13	0.00	0.03	0.07	0.10	0.13
1	.17	.20	.23	.27	.30	.17	.20	.24	.27	.30
2	.33	.37	.40	.43	.47	.34	.37	.40	.44	.47
3	.50	.53	.57	.60	.63	.50	.54	.57	.61	.64
4	.67	.70	.73	.77	.80	.67	.71	.74	.77	.81
5	0.83	0.87	0.90	0.93	0.97	0.84	0.87	0.91	0.94	0.98
6	1.00	1.03	1.07	1.10	1.13	1.01	1.04	1.08	1.11	1.14
7	1.16	1.20	1.23	1.26	1.30	1.18	1.21	1.24	1.28	1.31
8	1.33	1.36	1.40	1.43	1.46	1.34	1.38	1.41	1.45	1.48
9	1.50	1.53	1.56	1.60	1.63	1.51	1.55	1.58	1.61	1.65
10	1.66	1.70	1.73	1.76	1.80	1.68	1.71	1.75	1.78	1.81
11	1.83	1.86	1.90	1.93	1.96	1.85	1.88	1.91	1.95	1.98
12	2.00	2.03	2.06	2.10	2.13	2.01	2.05	2.08	2.12	2.15
13	2.16	2.20	2.23	2.26	2.29	2.18	2.22	2.25	2.28	2.32
14	2.33	2.36	2.39	2.43	2.46	2.35	2.38	2.42	2.45	2.48
15	2.49	2.53	2.56	2.59	2.63	2.52	2.55	2.58	2.62	2.65
16	2.66	2.69	2.73	2.76	2.79	2.69	2.72	2.75	2.79	2.82
17	2.82	2.86	2.89	2.92	2.96	2.85	2.89	2.92	2.95	2.99
18	2.99	3.02	3.06	3.09	3.12	3.02	3.05	3.09	3.12	3.15
19	3.16	3.19	3.22	3.25	3.29	3.19	3.22	3.25	3.29	3.32
20	3.32	3.35	3.39	3.42	3.45	3.35	3.39	3.42	3.45	3.49
21	3.49	3.52	3.55	3.59	3.62	3.52	3.55	3.59	3.62	3.65
22	3.65	3.69	3.72	3.75	3.78	3.69	3.72	3.75	3.79	3.82
23	3.82	3.85	3.88	3.92	3.95	3.85	3.89	3.92	3.96	3.99
24	3.98	4.02	4.05	4.08	4.11	4.02	4.06	4.09	4.12	4.16
25	4.15	4.18	4.21	4.25	4.28	4.19	4.22	4.25	4.29	4.32
26	4.31	4.35	4.38	4.41	4.45	4.36	4.39	4.42	4.46	4.49
27	4.48	4.51	4.54	4.58	4.61	4.52	4.56	4.59	4.62	4.65
28	4.64	4.68	4.71	4.74	4.78	4.69	4.72	4.76	4.79	4.82
29	4.81	4.84	4.87	4.91	4.94	4.86	4.89	4.92	4.96	4.99
30	4.97	5.01	5.04	5.07	5.11	5.02	5.06	5.09	5.12	5.16
31	5.14	5.17	5.20	5.24	5.27	5.19	5.22	5.26	5.29	5.32
32	5.30	5.34	5.37	5.40	5.43	5.35	5.39	5.42	5.45	5.49
33	5.47	5.50	5.53	5.57	5.60	5.52	5.55	5.59	5.62	5.65
34	5.63	5.67	5.70	5.73	5.76	5.69	5.72	5.75	5.79	5.82
35	5.80	5.83	5.86	5.89	5.93	5.85	5.89	5.92	5.95	5.99
36	5.96	5.99	6.03	6.06	6.09	6.02	6.05	6.09	6.12	6.15
37	6.13	6.16	6.19	6.22	6.26	6.19	6.22	6.25	6.29	6.32
38	6.29	6.32	6.36	6.39	6.42	6.35	6.38	6.42	6.45	6.48
39	6.45	6.49	6.52	6.55	6.59	6.52	6.55	6.58	6.62	6.65
40	6.62	6.65	6.69	6.72	6.75	6.68	6.72	6.75	6.78	6.82
41	6.78	6.82	6.85	6.88	6.91	6.85	6.88	6.92	6.95	6.98
42	6.95	6.98	7.01	7.05	7.08	7.02	7.05	7.08	7.12	7.15
43	7.11	7.14	7.18	7.21	7.24	7.18	7.21	7.25	7.28	7.31
44	7.28	7.31	7.34	7.37	7.41	7.35	7.38	7.41	7.45	7.48
45	7.44	7.47	7.50	7.54	7.57	7.51	7.55	7.58	7.61	7.64

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1040 mm. or mb.					Height of the mereury column 1050 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.07	0.10	0.14	0.00	0.03	0.07	0.10	0.14
1	.17	.20	.24	.27	.31	.17	.21	.24	.27	.31
2	.34	.37	.41	.44	.48	.34	.38	.41	.45	.48
3	.51	.54	.58	.62	.64	.51	.55	.58	.62	.65
4	.68	.71	.75	.78	.82	.69	.72	.75	.79	.82
5	0.85	0.88	0.92	0.95	0.98	0.86	0.89	0.93	0.96	0.99
6	1.02	1.05	1.09	1.12	1.15	1.03	1.06	1.10	1.13	1.17
7	1.19	1.22	1.26	1.29	1.32	1.20	1.23	1.27	1.30	1.34
8	1.36	1.39	1.43	1.46	1.49	1.37	1.40	1.44	1.47	1.51
9	1.53	1.56	1.59	1.63	1.66	1.54	1.58	1.61	1.64	1.68
10	1.70	1.73	1.76	1.80	1.83	1.71	1.75	1.78	1.82	1.85
11	1.87	1.90	1.93	1.97	2.00	1.88	1.92	1.95	1.99	2.02
12	2.03	2.07	2.10	2.14	2.17	2.05	2.09	2.12	2.16	2.19
13	2.20	2.24	2.27	2.31	2.34	2.22	2.26	2.29	2.33	2.36
14	2.37	2.41	2.44	2.47	2.51	2.40	2.43	2.46	2.50	2.53
15	2.54	2.58	2.61	2.64	2.68	2.57	2.60	2.63	2.67	2.70
16	2.71	2.74	2.78	2.82	2.85	2.74	2.77	2.81	2.84	2.87
17	2.88	2.91	2.95	2.98	3.01	2.91	2.94	2.98	3.01	3.04
18	3.05	3.08	3.12	3.15	3.18	3.08	3.11	3.15	3.18	3.22
19	3.22	3.25	3.29	3.32	3.35	3.25	3.28	3.32	3.35	3.39
20	3.39	3.42	3.45	3.49	3.52	3.42	3.45	3.49	3.52	3.56
21	3.55	3.59	3.62	3.66	3.69	3.59	3.62	3.66	3.69	3.73
22	3.72	3.76	3.79	3.83	3.86	3.76	3.79	3.83	3.86	3.90
23	3.89	3.93	3.96	3.99	4.03	3.93	3.96	4.00	4.03	4.07
24	4.06	4.09	4.13	4.16	4.20	4.10	4.13	4.17	4.20	4.24
25	4.23	4.26	4.30	4.33	4.36	4.27	4.30	4.34	4.37	4.41
26	4.40	4.43	4.46	4.50	4.53	4.44	4.47	4.51	4.54	4.58
27	4.57	4.60	4.63	4.67	4.70	4.61	4.64	4.68	4.71	4.74
28	4.73	4.77	4.80	4.83	4.87	4.78	4.81	4.85	4.88	4.92
29	4.90	4.94	4.97	5.00	5.04	4.95	4.98	5.02	5.05	5.09
30	5.07	5.10	5.14	5.17	5.21	5.12	5.15	5.19	5.22	5.26
31	5.24	5.27	5.31	5.34	5.37	5.29	5.32	5.36	5.39	5.42
32	5.41	5.44	5.47	5.51	5.54	5.46	5.49	5.53	5.56	5.59
33	5.57	5.61	5.64	5.68	5.71	5.63	5.66	5.70	5.73	5.76
34	5.74	5.78	5.81	5.84	5.88	5.80	5.83	5.87	5.90	5.93
35	5.91	5.94	5.98	6.01	6.04	5.97	6.00	6.04	6.07	6.10
36	6.08	6.11	6.15	6.18	6.21	6.14	6.17	6.20	6.24	6.27
37	6.25	6.28	6.31	6.35	6.38	6.31	6.34	6.37	6.41	6.44
38	6.41	6.45	6.48	6.51	6.55	6.48	6.51	6.54	6.58	6.61
39	6.58	6.61	6.65	6.68	6.72	6.64	6.68	6.71	6.75	6.78
40	6.75	6.78	6.82	6.85	6.88	6.81	6.85	6.88	6.91	6.95
41	6.92	6.95	6.98	7.02	7.05	6.98	7.02	7.05	7.08	7.12
42	7.08	7.12	7.15	7.18	7.22	7.15	7.19	7.22	7.25	7.29
43	7.25	7.28	7.32	7.35	7.38	7.32	7.35	7.39	7.42	7.46
44	7.41	7.45	7.48	7.52	7.55	7.49	7.52	7.56	7.59	7.63
45	7.59	7.62	7.65	7.69	7.72	7.66	7.69	7.73	7.76	7.79

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 1060 mm. or mb.					Height of the mereury column 1070 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.07	0.10	0.14	0.00	0.04	0.07	0.10	0.14
1	.17	.21	.24	.28	.31	.17	.21	.25	.28	.31
2	.35	.38	.42	.45	.48	.35	.38	.42	.45	.49
3	.52	.55	.59	.62	.66	.52	.56	.59	.63	.66
4	.69	.73	.76	.80	.83	.70	.73	.77	.80	.84
5	0.86	0.90	0.93	0.97	1.00	0.87	0.91	0.94	0.98	1.01
6	1.04	1.07	1.11	1.14	1.18	1.05	1.08	1.12	1.15	1.19
7	1.21	1.25	1.28	1.31	1.35	1.22	1.26	1.29	1.33	1.36
8	1.38	1.42	1.45	1.49	1.52	1.40	1.43	1.47	1.50	1.54
9	1.56	1.59	1.62	1.66	1.69	1.57	1.61	1.64	1.68	1.71
10	1.73	1.76	1.80	1.83	1.87	1.75	1.78	1.81	1.85	1.88
11	1.90	1.94	1.97	2.00	2.04	1.92	1.95	1.99	2.02	2.06
12	2.07	2.11	2.14	2.18	2.21	2.09	2.13	2.16	2.20	2.23
13	2.25	2.28	2.32	2.35	2.38	2.27	2.30	2.34	2.37	2.41
14	2.42	2.45	2.49	2.52	2.56	2.44	2.48	2.51	2.55	2.58
15	2.59	2.63	2.66	2.69	2.73	2.62	2.65	2.68	2.72	2.75
16	2.76	2.80	2.83	2.87	2.90	2.79	2.82	2.86	2.89	2.93
17	2.94	2.97	3.00	3.04	3.07	2.96	3.00	3.03	3.07	3.10
18	3.11	3.14	3.18	3.21	3.25	3.14	3.17	3.21	3.24	3.28
19	3.28	3.31	3.35	3.38	3.42	3.31	3.34	3.38	3.41	3.45
20	3.45	3.49	3.52	3.56	3.59	3.48	3.52	3.55	3.59	3.62
21	3.62	3.66	3.69	3.73	3.76	3.66	3.69	3.73	3.76	3.80
22	3.79	3.83	3.86	3.90	3.93	3.83	3.87	3.90	3.94	3.97
23	3.97	4.00	4.04	4.07	4.10	4.00	4.04	4.07	4.11	4.14
24	4.14	4.17	4.21	4.24	4.28	4.18	4.21	4.25	4.28	4.32
25	4.31	4.34	4.38	4.41	4.45	4.35	4.39	4.42	4.45	4.49
26	4.48	4.52	4.55	4.59	4.62	4.53	4.56	4.59	4.63	4.66
27	4.65	4.69	4.72	4.76	4.79	4.70	4.73	4.77	4.80	4.84
28	4.83	4.86	4.89	4.93	4.96	4.87	4.90	4.904	4.97	5.01
29	5.00	5.03	5.07	5.10	5.13	5.04	5.08	5.11	5.15	5.18
30	5.17	5.20	5.24	5.27	5.31	5.22	5.25	5.29	5.32	5.36
31	5.34	5.37	5.41	5.44	5.48	5.39	5.42	5.46	5.49	5.53
32	5.51	5.54	5.58	5.61	5.65	5.56	5.60	5.63	5.67	5.70
33	5.68	5.72	5.75	5.78	5.82	5.74	5.77	5.80	5.84	5.87
34	5.85	5.89	5.92	5.96	5.99	5.91	5.94	5.98	6.01	6.05
35	6.02	6.06	6.09	6.13	6.16	6.08	6.12	6.15	6.18	6.22
36	6.19	6.23	6.26	6.30	6.33	6.25	6.29	6.32	6.36	6.39
37	6.37	6.40	6.43	6.47	6.50	6.43	6.46	6.49	6.53	6.56
38	6.54	6.57	6.60	6.64	6.67	6.60	6.63	6.67	6.70	6.74
39	6.71	6.74	6.78	6.81	6.84	6.77	6.81	6.84	6.87	6.91
40	6.85	6.91	6.95	6.98	7.02	6.94	6.98	7.01	7.05	7.08
41	7.05	7.08	7.12	7.15	7.19	7.12	7.15	7.18	7.22	7.25
42	7.22	7.25	7.29	7.32	7.36	7.29	7.32	7.36	7.39	7.42
43	7.39	7.-42	7.46	7.49	7.53	7.46	7.49	7.53	7.56	7.60
44	7.56	7.59	7.63	7.66	7.70	7.63	7.67	7.70	7.74	7.77
45	7.73	7.77	7.80	7.83	7.87	7.80	7.84	7.87	7.91	7.94

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached ther mometer °C.	Height of the mereury column 1080 mm. or mb.					Height of the mereury column 1090 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.07	0.11	0.14	0.00	0.04	0.07	0.11	0.14
1	.18	.21	.25	.28	.32	.18	.21	.25	.28	.32
2	.35	.39	.42	.46	.49	.36	.39	.43	.46	.50
3	.53	.56	.60	.64	.67	.53	.57	.60	.64	.68
4	.71	.74	.78	.81	.85	.71	.75	.78	.82	.85
5	0.88	0.92	0.95	0.99	1.02	0.89	0.93	0.96	1.00	1.03
6	1.06	1.09	1.13	1.16	1.20	1.07	1.10	1.14	1.17	1.21
7	1.23	1.27	1.30	1.34	1.37	1.24	1.28	1.32	1.35	1.39
8	1.41	1.45	1.48	1.52	1.55	1.42	1.46	1.49	1.53	1.57
9	1.59	1.62	1.66	1.69	1.73	1.60	1.64	1.67	1.71	1.74
10	1.76	1.80	1.83	1.87	1.90	1.78	1.81	1.85	1.88	1.92
11	1.94	1.97	2.01	2.04	2.08	1.96	1.99	2.03	2.06	2.10
12	2.11	2.15	2.18	2.22	2.25	2.13	2.17	2.20	2.24	2.27
13	2.29	2.32	2.36	2.39	2.43	2.31	2.35	2.38	2.42	2.45
14	2.46	2.50	2.53	2.57	2.60	2.49	2.52	2.56	2.59	2.63
15	2.64	2.68	2.71	2.75	2.78	2.66	2.70	2.73	2.77	2.81
16	2.82	2.85	2.89	2.92	2.96	2.84	2.88	2.91	2.95	2.98
17	2.99	3.03	3.06	3.10	3.13	3.02	3.05	3.09	3.13	3.16
18	3.17	3.20	3.24	3.27	3.31	3.20	3.23	3.27	3.30	3.34
19	3.34	3.38	3.41	3.45	3.48	3.37	3.41	3.44	3.48	3.51
20	3.52	3.55	3.59	3.62	3.66	3.55	3.59	3.62	3.66	3.69
21	3.69	3.73	3.76	3.80	3.83	3.73	3.76	3.80	3.83	3.87
22	3.87	3.90	3.94	3.97	4.01	3.90	3.94	3.97	4.01	4.04
23	4.04	4.08	4.11	4.15	4.18	4.08	4.11	4.15	4.19	4.22
24	4.22	4.25	4.29	4.32	4.36	4.26	4.29	4.33	4.36	4.40
25	4.39	4.43	4.46	4.50	4.53	4.43	4.47	4.50	4.54	4.57
26	4.57	4.60	4.64	4.67	4.71	4.61	4.64	4.68	4.72	4.75
27	4.74	4.78	4.81	4.85	4.88	4.79	4.82	4.86	4.89	4.93
28	4.92	4.95	4.99	5.02	5.06	4.96	5.00	5.03	5.07	5.10
29	5.09	5.13	5.16	5.20	5.23	5.14	5.17	5.21	5.24	5.28
30	5.26	5.30	5.34	5.37	5.41	5.31	5.35	5.38	5.42	5.46
31	5.44	5.47	5.51	5.54	5.58	5.49	5.53	5.56	5.60	5.63
32	5.61	5.65	5.68	5.72	5.75	5.67	5.70	5.774	5.77	5.81
33	5.79	5.82	5.86	5.89	5.93	5.84	5.88	5.91	5.95	5.98
34	5.96	6.00	6.03	6.07	6.10	6.02	6.05	6.09	6.12	6.16
35	6.14	6.17	6.21	5.54	6.28	6.19	6.23	6.27	6.30	6.34
36	6.31	6.35	6.38	6.42	6.45	6.37	6.40	6.44	6.48	6.51
37	6.49	6.52	6.56	6.59	6.62	6.55	6.58	6.62	6.65	6.69
38	6.66	6.69	6.73	6.76	6.80	6.72	6.76	6.79	6.83	6.86
39	6.83	6.87	6.90	6.94	6.97	6.90	6.94	6.97	7.00	7.04
40	7.01	7.04	7.08	7.11	7.15	7.07	7.11	7.14	7.18	7.21
41	7.18	7.22	7.25	7.29	7.32	7.25	7.28	7.32	7.35	7.39
42	7.36	7.39	7.42	7.46	7.49	7.42	7.46	7.49	7.53	7.56
43	7.53	7.56	7.60	7.63	7.67	7.60	7.63	7.67	7.70	7.74
44	7.70	7.74	7.77	7.81	7.84	7.77	7.81	7.84	7.88	7.92
45	7.88	7.91	7.95	7.98	8.02	7.95	7.99	8.02	8.06	8.09

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1100 mm. or mb.					Height of the mereury column 1110 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.03	0.07	0.11	0.14	0.00	0.04	0.07	0.11	0.15
1	.18	.22	.25	.29	.32	.18	.22	.25	.29	.33
2	.36	.39	.43	.47	.50	.36	.40	.44	.47	.51
3	.54	.58	.61	.65	.68	.54	.58	.62	.65	.69
4	.72	.75	.79	.83	.86	.72	.76	.80	.83	.87
5	0.90	0.93	0.97	1.01	1.04	0.91	0.94	0.98	1.01	1.05
6	1.08	1.11	1.15	1.18	1.22	1.09	1.12	1.16	1.20	1.23
7	1.26	1.29	1.33	1.36	1.40	1.27	1.30	1.34	1.38	1.41
8	1.44	1.47	1.51	1.54	1.58	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59
9	1.61	1.65	1.69	1.72	1.76	1.63	1.67	1.70	1.74	1.77
10	1.79	1.83	1.87	1.90	1.94	1.81	1.85	1.88	1.92	1.95
11	1.97	2.01	2.04	2.08	2.12	1.99	2.03	2.06	2.10	2.14
12	2.15	2.19	2.22	2.26	2.30	2.17	2.21	2.24	2.28	2.32
13	2.33	2.37	2.40	2.44	2.47	2.35	2.39	2.42	2.46	2.50
14	2.51	2.55	2.58	2.62	2.65	2.53	2.57	2.61	2.64	2.68
15	2.69	2.72	2.76	2.80	2.83	2.71	2.75	2.78	2.82	2.86
16	2.87	2.90	2.94	2.97	3.01	2.89	2.93	2.97	3.00	3.04
17	3.05	3.08	3.12	3.15	3.19	3.07	3.11	3.15	3.18	3.22
18	3.23	3.26	3.30	3.33	3.37	3.25	3.29	3.33	3.36	3.40
19	3.40	3.44	3.47	3.51	3.55	3.43	3.47	3.51	3.54	3.58
20	3.58	3.62	3.65	3.69	3.72	3.61	3.65	3.69	3.72	3.76
21	3.76	3.80	3.83	3.87	3.90	3.79	3.83	3.87	3.90	3.94
22	3.94	3.97	4.01	4.05	4.08	3.97	4.01	4.05	4.08	4.12
23	4.12	4.15	4.19	4.22	4.26	4.15	4.19	4.23	4.26	4.30
24	4.29	4.33	4.37	4.40	4.44	4.33	4.37	4.41	4.44	4.48
25	4.47	4.51	4.54	4.58	4.62	4.51	4.55	4.59	4.62	4.66
26	4.65	4.69	4.72	4.76	4.79	4.69	4.73	4.77	4.80	4.84
27	4.83	4.87	4.90	4.94	4.97	4.87	4.91	4.95	4.98	5.02
28	5.01	5.04	5.08	5.11	5.15	5.05	5.09	5.12	5.16	5.20
29	5.19	5.22	5.26	5.29	5.33	5.23	5.27	5.30	5.34	5.38
30	5.36	5.40	5.43	5.47	5.51	5.41	5.45	5.48	5.52	5.56
31	5.54	5.58	5.61	5.65	5.68	5.59	5.63	5.66	5.70	5.73
32	5.72	5.75	5.79	5.83	5.86	5.77	5.81	5.84	5.88	5.91
33	5.90	5.93	5.97	6.00	6.04	5.95	5.99	6.02	6.06	6.09
34	6.07	6.11	6.14	6.18	6.22	6.13	6.16	6.20	6.24	6.27
35	6.25	6.29	6.32	6.36	6.39	6.31	6.34	6.38	6.41	6.45
36	6.43	6.46	6.50	6.54	6.57	6.49	6.52	6.56	6.59	6.63
37	6.61	6.64	6.68	6.71	6.75	6.67	6.70	6.74	6.77	6.81
38	6.78	6.82	6.85	6.89	6.92	6.85	6.88	6.92	6.95	6.99
39	6.96	7.00	7.03	7.07	7.10	7.02	7.06	7.10	7.13	7.17
40	7.14	7.17	7.21	7.24	7.28	7.20	7.24	7.27	7.31	7.35
41	7.32	7.35	7.39	7.42	7.46	7.38	7.42	7.45	7.49	7.52
42	7.49	7.53	7.56	7.60	7.63	7.56	7.60	7.63	7.67	7.70
43	7.67	7.70	7.74	7.77	7.81	7.74	7.77	7.81	7.85	7.88
44	7.85	7.88	7.92	7.95	7.99	7.92	7.95	7.99	8.02	8.06
45	8.02	8.06	8.09	8.13	8.16	8.10	8.13	8.17	8.20	8.24

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1120 mm. or mb.					Height of the mereury column 1130 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.07	0.11	0.15	0.00	0.04	0.07	0.11	0.15
1	.18	.22	.26	.29	.33	.18	.22	.26	.29	.33
2	.37	.40	.44	.48	.51	.37	.41	.44	.48	.52
3	.55	.59	.62	.66	.69	.55	.59	.63	.66	.70
4	.73	.77	.80	.84	.88	.74	.78	.81	.85	.89
5	0.91	0.95	0.99	1.02	1.06	0.89	0.93	0.96	1.00	1.03
6	1.10	1.13	1.17	1.21	1.24	1.11	1.14	1.18	1.22	1.25
7	1.28	1.32	1.35	1.39	1.43	1.29	1.33	1.37	1.40	1.44
8	1.46	1.50	1.54	1.57	1.61	1.47	1.51	1.55	1.59	1.62
9	1.64	1.68	1.72	1.75	1.79	1.66	1.70	1.73	1.77	1.81
10	1.83	1.86	1.90	1.94	1.97	1.84	1.88	1.92	1.95	1.99
11	2.01	2.05	2.08	2.12	2.15	2.03	2.06	2.10	2.14	2.17
12	2.19	2.23	2.26	2.30	2.34	2.21	2.25	2.28	2.32	2.36
13	2.37	2.41	2.45	2.48	2.52	2.39	2.43	2.47	2.51	2.54
14	2.56	2.59	2.63	2.66	2.70	2.58	2.61	2.65	2.69	2.73
15	2.74	2.77	2.81	2.85	2.88	2.76	2.80	2.84	2.87	2.91
16	2.92	2.96	2.99	3.03	3.07	2.95	2.98	3.02	3.06	3.09
17	3.10	3.14	3.17	3.21	3.25	3.13	3.17	3.20	3.24	3.28
18	3.28	3.32	3.36	3.39	3.43	3.31	3.35	3.39	3.42	3.46
19	3.47	3.50	3.54	3.57	3.61	3.50	3.53	3.57	3.61	3.64
20	3.65	3.68	3.72	3.76	3.79	3.68	3.72	3.75	3.79	3.83
21	3.83	3.87	3.90	3.94	3.97	3.86	3.90	3.94	3.97	4.01
22	4.01	4.05	4.08	4.12	4.16	4.05	4.08	4.12	4.16	4.19
23	4.19	4.23	4.26	4.30	4.34	4.23	4.27	4.30	4.34	4.38
24	4.37	4.41	4.45	4.48	4.52	4.41	4.45	4.48	4.52	4.56
25	4.56	4.59	4.63	4.66	4.70	4.60	4.63	4.67	4.70	4.74
26	4.74	4.77	4.81	4.85	4.88	4.78	4.81	4.85	4.89	4.92
27	4.92	4.95	4.99	5.03	5.06	4.96	5.00	5.03	5.07	5.11
28	5.10	5.13	5.17	5.21	5.24	5.14	5.18	5.22	5.25	5.29
29	5.28	5.32	5.35	5.39	5.42	5.33	5.36	5.40	5.44	5.47
30	5.46	5.50	5.53	5.57	5.61	5.51	5.55	5.58	5.62	5.66
31	5.64	5.68	5.71	5.75	5.79	5.69	5.73	5.77	5.80	5.84
32	5.82	5.86	5.89	5.93	5.97	5.87	5.91	5.95	5.98	6.02
33	6.00	6.04	6.07	6.11	6.15	6.06	6.09	6.13	6.17	6.20
34	6.18	6.22	6.26	6.29	6.33	6.24	6.28	6.31	6.35	6.39
35	6.36	6.40	6.44	5.47	6.51	6.42	5.46	6.50	6.53	6.57
36	6.55	6.58	6.62	6.65	6.69	6.60	6.64	6.68	6.71	6.75
37	6.73	6.76	6.80	6.83	6.87	6.79	6.82	6.86	6.90	6.93
38	6.91	6.94	6.98	7.01	7.05	6.97	7.00	7.04	7.08	7.11
39	7.09	7.12	7.16	7.19	7.23	7.15	7.19	7.22	7.26	7.30
40	7.27	7.30	7.34	7.38	7.41	7.33	7.37	7.41	7.44	7.48
41	7.45	7.48	7.52	7.56	7.59	7.51	7.55	7.59	7.62	7.66
42	7.63	7.66	7.70	7.74	7.77	7.70	7.73	7.77	7.81	7.84
43	7.81	7.84	7.88	7.92	7.95	7.88	7.91	7.95	7.99	8.02
44	7.99	8.02	8.06	8.10	8.13	8.06	8.10	8.13	8.17	8.21
45	8.17	8.20	8.24	8.28	8.31	8.24	8.28	8.31	8.35	8.39

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1140 mm. or mb.					Height of the mereury column 1150 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.07	0.11	0.15	0.00	0.04	0.07	0.11	0.15
1	.19	.22	.26	.30	.34	.19	.23	.26	.30	.34
2	.37	.41	.45	.48	.52	.37	.41	.45	.49	.53
3	.56	.60	.63	.67	.71	.56	.60	.64	.68	.71
4	.74	.78	.82	.86	.89	.75	.79	.83	.86	.90
5	0.93	0.97	1.00	1.04	1.08	0.94	0.98	1.01	1.05	1.09
6	1.12	1.15	1.19	1.23	1.27	1.13	1.16	1.20	1.24	1.27
7	1.30	1.34	1.38	1.41	1.45	1.31	1.35	1.39	1.43	1.46
8	1.49	1.53	1.56	1.60	1.64	1.50	1.54	1.58	1.61	1.65
9	1.67	1.71	1.75	1.79	1.82	1.69	1.73	1.76	1.80	1.84
10	1.86	1.90	1.93	1.97	2.01	1.88	1.91	1.95	1.99	2.03
11	2.05	2.08	2.12	2.16	2.19	2.06	2.10	2.14	2.17	2.21
12	2.23	2.27	2.31	2.34	2.38	2.25	2.29	2.33	2.36	2.40
13	2.42	2.45	2.49	2.53	2.56	2.44	2.47	2.51	2.55	2.59
14	2.60	2.64	2.68	2.71	2.75	2.62	2.66	2.70	2.74	2.77
15	2.79	2.82	2.86	2.90	2.93	2.81	2.85	2.89	2.92	2.96
16	2.97	3.01	3.05	3.08	3.12	3.00	3.03	3.07	3.11	3.15
17	3.16	3.19	3.23	3.27	3.30	3.18	3.22	3.26	3.30	3.33
18	3.34	3.38	3.42	3.45	3.49	3.37	3.41	3.45	3.48	3.52
19	3.53	3.56	3.60	3.64	3.68	3.56	3.59	3.63	3.67	3.71
20	3.71	3.75	3.79	3.82	3.86	3.74	3.78	3.82	3.86	3.89
21	3.90	3.93	3.97	4.01	4.04	3.93	3.97	4.01	4.04	4.08
22	4.08	4.12	4.16	4.19	4.23	4.12	4.15	4.19	4.23	4.27
23	4.27	4.30	4.34	4.38	4.41	4.30	4.34	4.38	4.42	4.45
24	4.45	4.49	4.52	4.56	4.60	4.49	4.58	4.56	4.60	4.64
25	4.64	4.67	4.71	4.75	4.78	4.68	4.71	4.75	4.79	4.83
26	4.82	4.86	4.89	4.93	4.97	4.86	4.90	4.94	4.97	5.01
27	5.00	5.04	5.08	5.13	5.15	5.05	5.09	5.12	5.16	5.20
28	5.19	5.23	5.26	5.30	5.34	5.23	5.27	5.31	5.35	5.38
29	5.37	5.41	5.45	5.48	5.52	5.42	5.46	5.50	5.53	5.57
30	5.56	5.60	5.63	5.67	5.71	5.61	5.64	5.68	5.72	5.76
31	5.74	5.78	5.82	5.85	5.89	5.79	5.83	5.87	5.90	5.94
32	5.93	5.96	6.00	6.04	6.07	5.98	6.02	6.05	6.09	6.13
33	6.11	6.15	6.18	6.22	6.26	6.16	6.20	6.24	6.28	6.31
34	6.29	6.33	6.37	6.40	6.44	6.35	6.39	6.42	6.46	6.50
35	6.48	6.52	6.55	6.59	6.63	6.54	6.57	6.61	6.67	6.68
36	6.66	6.70	6.74	6.77	6.81	6.72	6.76	6.80	6.83	6.87
37	6.85	6.88	6.92	6.96	6.99	6.91	6.94	6.98	7.02	7.05
38	7.03	7.07	7.10	7.14	7.18	7.09	7.13	7.17	7.20	7.24
39	7.21	7.25	7.29	7.32	7.36	7.28	7.31	7.35	7.39	7.43
40	7.40	7.43	7.47	7.51	7.54	7.46	7.50	7.54	7.57	7.61
41	7.58	7.62	7.65	7.69	7.73	7.65	7.68	7.72	7.76	7.80
42	7.76	7.80	7.84	7.88	7.91	7.83	7.87	7.91	7.94	7.98
43	7.95	7.98	8.02	8.06	8.09	8.02	8.05	8.09	8.13	8.16
44	8.13	8.17	8.20	8.24	8.28	8.20	8.24	8.28	8.31	8.35
45	8.31	8.35	8.39	8.42	8.46	8.39	8.42	8.46	8.50	8.54

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury colunm.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1160 mm. or mb.					Height of the mereury column 1170 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.08	0.11	0.15	0.00	0.04	0.08	0.11	0.15
1	.19	.23	.27	.30	.34	.19	.23	.27	.31	.34
2	.38	.42	.45	.49	.53	.38	.42	.46	.50	.53
3	.57	.61	.64	.68	.72	.57	.61	.65	.69	.73
4	.76	.80	.83	.87	.91	.76	.80	.84	.88	.92
5	0.95	0.98	1.02	1.06	1.10	0.95	0.99	1.03	1.07	1.11
6	1.14	1.17	1.21	1.25	1.29	1.15	1.18	1.22	1.26	1.30
7	1.32	1.36	1.40	1.44	1.48	1.34	1.37	1.41	1.45	1.49
8	1.51	1.55	1.59	1.63	1.67	1.53	1.57	1.60	1.64	1.68
9	1.70	1.74	1.78	1.82	1.85	1.72	1.76	1.79	1.83	1.87
10	1.89	1.93	1.97	2.01	2.04	1.91	1.95	1.98	2.02	2.06
11	2.08	2.12	2.16	2.19	2.23	2.10	2.14	2.18	2.21	2.25
12	2.27	2.31	2.35	2.38	2.42	2.29	2.33	2.37	2.40	2.44
13	2.46	2.50	2.53	2.57	2.61	2.48	2.52	2.56	2.59	2.63
14	2.65	2.68	2.72	2.76	2.80	2.67	2.71	2.75	2.78	2.82
15	2.84	2.87	2.91	2.95	2.99	2.86	2.90	2.94	2.97	3.01
16	3.02	3.06	3.10	3.14	3.17	3.05	3.09	3.13	2.16	3.20
17	3.21	3.25	3.29	3.33	3.36	3.24	3.28	3.32	3.35	3.39
18	3.40	3.44	3.48	3.51	3.55	3.43	3.47	3.51	3.54	3.58
19	3.59	3.63	3.66	3.70	3.74	3.62	3.66	3.70	3.73	3.77
20	3.78	3.82	3.85	3.89	3.93	3.81	3.85	3.89	3.92	3.96
21	3.96	4.00	4.04	4.08	4.12	4.00	4.04	4.08	4.11	4.15
22	4.15	4.19	4.23	4.27	4.30	4.19	4.23	4.26	4.30	4.34
23	4.34	4.38	4.42	4.45	4.49	4.38	4.42	4.45	4.49	4.53
24	4.53	4.57	4.60	4.64	4.68	4.57	4.61	4.64	4.68	4.72
25	4.72	4.75	4.79	4.83	4.87	4.76	4.80	4.83	4.87	4.91
26	4.91	4.94	4.98	5.02	5.06	4.95	4.64	5.02	5.06	5.10
27	5.09	5.13	5.17	5.20	5.24	5.14	5.17	5.21	5.25	5.29
28	5.28	5.32	5.36	5.39	5.43	5.33	5.36	5.40	5.44	5.48
29	5.47	5.51	5.54	5.58	5.62	5.52	5.55	5.59	5.63	5.67
30	5.66	5.69	5.73	5.77	5.81	5.70	5.74	5.78	5.82	5.86
31	5.84	5.88	5.92	5.96	5.99	5.89	5.93	5.97	6.01	6.04
32	6.03	6.07	6.11	6.14	6.18	6.08	6.12	6.16	6.20	6.23
33	6.22	6.26	6.29	6.33	6.37	6.27	6.31	6.35	6.38	6.42
34	6.40	6.44	6.48	6.52	6.56	6.46	6.50	6.54	6.57	6.61
35	6.59	6.63	6.67	6.70	6.74	6.65	6.69	6.73	6.76	6.80
36	6.78	6.82	6.85	6.89	6.93	6.84	6.87	6.91	6.95	6.99
37	6.97	7.00	7.04	7.08	7.12	7.03	7.06	7.10	7.14	7.18
38	7.15	7.19	7.23	7.27	7.30	7.22	7.25	7.29	7.33	7.37
39	7.34	7.38	7.41	7.45	7.49	7.40	7.44	7.48	7.52	7.55
40	7.53	7.56	7.60	7.64	7.68	7.59	7.63	7.67	7.70	7.74
41	7.71	7.75	7.79	7.83	7.86	7.78	7.82	7.86	7.89	7.93
42	7.90	7.94	7.98	8.01	8.05	7.97	8.01	8.04	8.08	8.12
43	8.09	8.12	8.16	8.20	8.24	8.16	8.19	8.23	8.27	8.31
44	8.27	8.31	8.35	8.39	8.42	8.35	8.38	8.42	8.46	8.50
45	8.46	8.50	8.53	8.57	8.61	8.53	8.57	8.61	8.65	8.68

(continued)

Tabla 2.1
Tabla Meteorológica Smithsoniana

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1180 mm. or mb.					Height of the mereury column 1190 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.08	0.12	0.15	0.00	0.04	0.08	0.12	0.16
1	.19	.23	.27	.31	.35	.19	.23	.27	.31	.35
2	.39	.42	.46	.50	.54	.39	.43	.47	.51	.54
3	.58	.62	.65	.69	.73	.58	.62	.66	.70	.74
4	.77	.81	.85	.89	.93	.78	.82	.85	.89	.93
5	0.96	1.00	1.04	1.08	1.12	0.97	1.01	1.05	1.09	1.13
6	1.16	1.19	1.23	1.27	1.31	1.17	1.20	1.24	1.28	1.32
7	1.35	1.39	1.43	1.46	1.50	1.36	1.40	1.44	1.48	1.51
8	1.54	1.58	1.62	1.66	1.69	1.55	1.59	1.63	1.67	1.71
9	1.73	1.77	1.81	1.85	1.89	1.75	1.79	1.82	1.86	1.90
10	1.92	1.96	2.00	2.04	2.08	1.94	1.98	2.02	2.06	2.10
11	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.13	2.17	2.21	2.25	2.29
12	2.31	2.35	2.39	2.42	2.46	2.33	2.37	2.41	2.44	2.48
13	2.50	2.54	2.58	2.62	2.65	2.52	2.56	2.60	2.64	2.68
14	2.69	2.73	2.77	2.81	2.85	2.72	2.75	2.79	2.83	2.87
15	2.88	2.92	2.96	3.00	3.04	2.91	2.95	2.99	3.02	3.06
16	3.08	3.11	3.15	3.19	3.23	3.10	3.14	3.18	3.22	3.26
17	3.27	3.31	3.34	3.38	3.42	3.30	3.33	3.37	3.41	3.45
18	3.46	3.50	3.54	3.57	3.61	3.49	3.53	3.57	3.60	3.64
19	3.65	3.69	3.73	3.77	3.80	3.68	3.72	3.76	3.80	3.84
20	3.84	3.88	3.92	3.96	4.00	3.87	3.91	3.95	3.99	4.03
21	4.03	4.07	4.11	4.15	4.19	4.07	4.11	4.14	4.18	4.22
22	4.22	4.26	4.30	4.34	4.38	4.26	4.30	4.34	4.38	4.41
23	4.42	4.45	4.49	4.53	4.57	4.45	4.49	4.53	4.57	4.61
24	4.61	4.65	4.68	4.72	4.76	4.65	4.69	4.72	4.76	4.80
25	4.80	4.84	4.87	4.91	4.95	4.84	4.88	4.92	4.95	4.99
26	4.99	5.03	5.07	5.10	5.14	5.03	5.07	5.11	5.15	5.19
27	5.18	5.22	5.26	5.29	5.33	5.22	5.26	5.30	5.34	5.38
28	5.37	5.41	5.45	5.49	5.52	5.42	5.45	5.49	5.53	5.57
29	5.56	5.60	5.64	5.68	5.71	5.61	5.65	5.69	5.73	5.76
30	5.75	5.79	5.83	5.87	5.91	5.80	5.84	5.88	5.92	5.96
31	5.94	5.98	6.02	6.06	6.10	5.99	6.03	6.07	6.11	6.15
32	6.13	6.17	6.21	6.25	6.29	6.19	6.22	6.26	6.30	5.34
33	6.32	6.36	6.40	6.44	6.48	6.38	6.42	6.45	6.49	6.53
34	6.51	6.55	6.59	6.63	6.67	6.57	6.61	6.65	6.69	6.72
35	6.71	6.74	6.78	6.82	6.86	6.76	6.80	6.84	6.88	6.92
36	6.90	6.93	6.97	7.01	7.05	6.95	6.99	7.03	7.07	7.11
37	7.09	7.12	7.16	7.20	7.24	7.15	7.18	7.22	7.26	7.30
38	7.28	7.31	7.35	7.39	7.43	7.34	7.38	7.41	7.45	7.49
39	7.47	7.50	7.54	7.58	7.62	7.53	7.57	7.61	7.64	7.68
40	7.66	7.69	7.73	7.77	7.81	7.72	7.76	7.80	7.84	7.88
41	7.85	7.88	7.92	7.96	8.00	7.91	7.95	7.99	8.03	8.07
42	8.04	8.07	8.11	8.15	8.19	8.11	8.14	8.18	8.22	8.26
43	8.23	8.26	8.30	8.34	8.38	8.30	8.33	8.37	8.41	8.45
44	8.42	8.45	8.49	8.53	8.57	8.49	8.53	8.56	8.60	8.64
45	8.61	8.64	8.68	8.72	8.76	8.68	8.72	8.75	8.79	8.83

(continued)

Reduction of the mercury column to standard temperature
Metric units
Millimeter or millibar barometers and manometers
For temperatures above below O°C., the correction is to be subtrated added (see p.137).
(Correction in same units as height of mercury column.)

Attached thermometer °C.	Height of the mereury column 1200 mm. or mb.				
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.00	0.04	0.08	0.12	0.16
1	.20	.24	.27	.31	.35
2	.39	.43	.47	.51	.55
3	.59	.63	.67	.71	.74
4	.78	.82	.86	.90	.94
5	0.98	1.02	1.06	1.10	1.14
6	1.17	1.21	1.25	1.29	1.33
7	1.37	1.41	1.45	1.49	1.53
8	1.57	1.61	1.65	1.68	1.72
9	1.76	1.80	1.84	1.88	1.92
10	1.96	2.00	2.04	2.07	2.11
11	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31
12	2.35	2.39	2.43	2.46	2.50
13	2.54	2.58	2.62	2.66	2.70
14	2.74	2.78	2.82	2.85	2.89
15	2.93	2.97	3.01	3.05	3.09
16	3.13	3.17	3.21	3.24	3.28
17	3.32	3.36	3.40	3.44	3.48
18	3.52	3.56	3.60	3.63	3.67
19	3.71	3.75	3.79	3.83	3.87
20	3.91	3.95	3.99	4.02	4.06
21	4.10	4.14	4.18	4.22	4.26
22	4.30	4.34	4.37	4.41	4.45
23	4.49	4.53	4.57	4.61	4.65
24	4.68	4.72	4.76	4.80	4.84
25	4.88	4.92	4.96	5.00	5.04
26	5.07	5.11	5.15	5.19	5.23
27	5.27	5.31	5.35	5.38	5.42
28	5.46	5.50	5.54	5.58	5.62
29	5.66	5.70	5.73	5.77	5.81
30	5.85	5.89	5.93	5.97	6.01
31	6.04	6.08	6.12	6.16	6.20
32	6.24	6.28	6.32	5.36	6.39
33	6.43	6.47	6.51	6.55	6.59
34	6.63	6.66	6.70	6.74	6.78
35	6.82	6.86	6.90	6.93	6.97
36	7.01	7.05	7.09	7.13	7.17
37	7.21	7.24	7.28	7.32	7.36
38	7.40	7.44	7.48	7.52	7.55
39	7.59	7.63	7.67	7.71	7.75
40	7.79	7.83	7.86	7.90	7.94
41	7.98	8.02	8.06	8.10	8.13
42	8.17	8.21	8.25	8.29	8.33
43	8.37	8.40	8.44	8.48	8.52
44	8.56	8.60	8.64	8.67	8.71
45	8.75	8.79	8.83	8.87	8.91

(continued)

III. Humedad atmosférica

3.1 Introducción

Cuando el aire está constituido por la mezcla de aire seco y de vapor de agua, se dice que es aire húmedo. Todas las muestras de aire tomadas en la proximidad de la superficie del globo contienen vapor de agua; pero en general, no es suficiente para que el aire esté saturado. En ciertas ocasiones, esta cantidad de agua es tan pequeña que es difícil medirla por procedimientos sencillos.

En este capítulo se estudian algunos instrumentos que se utilizan para medir la cantidad de vapor de agua contenida en el aire. También se examina la forma de efectuar las observaciones higrométricas y los métodos que se aplican para calcular la humedad atmosférica.

3.2 Definición y unidades

La HUMEDAD RELATIVA es la relación entre la masa de vapor de agua contenido en la unidad de volumen del aire y la de vapor de agua, que sería necesario para saturar este volumen a la misma temperatura. Normalmente se expresa en porcentaje.

Si el aire no está saturado, la humedad relativa es aproximadamente igual a la relación entre la tensión real del vapor de agua en el aire y la tensión saturante del vapor a la misma temperatura. La tensión de vapor se mide en milibares (mbar) o hectopascales (hPa).

La temperatura del aire es la que indica el termómetro seco, y se expresa de la siguiente forma:

$$U\% = \frac{\textit{Tensión real del vapor de agua a la temperatura del termómetro seco}}{\textit{Tensión saturante del vapor de agua a la temperatura del termómetro seco}} \; X \; 100$$

Normalmente se deben utilizar las siguientes unidades para expresar las distintas magnitudes asociadas con el vapor de agua de la atmósfera:

Tensión de vapor	**en hectopascales**
Concentración de vapor (Humedad absoluta)	en kg/m^3
Contenido de humedad (Humedad específica)	como relación en peso
Razón de mezcla	como relación en peso
Humedad relativa	en porcentaje

La tensión de vapor saturante disminuye cuando la temperatura decrece. La cantidad de vapor de agua necesario para saturar el aire es menor cuando la temperatura disminuye. Si la masa de vapor de agua contenido en el aire no varía, puede ser suficiente para saturar el aire a una temperatura menor. Esta temperatura se llama PUNTO DE ROCIO. En este caso, se supone que el enfriamiento del aire se efectúa a presión constante.

3.3 Instrumentos de medida

Los instrumentos para medir la humedad o el contenido de vapor de agua en la atmósfera se llaman HIGRÓMETROS. Los dos instrumentos usados para

hacer estas medidas en las proximidades de la superficie terrestre, son:

- Los higrómetros, compuestos de un termómetro seco y un termómetro húmedo.
- Los higrógrafos, que utilizan el cambio de dimensiones de sustancias higroscópicas (higrómetros de cabello).

Los dos son los más usados en los observatorios meteorológicos mexicanos.

Ciertas sustancias orgánicas varían sus dimensiones si experimentan un cambio en su contenido de agua. Un cambio en la humedad del aire afecta habitualmente el contenido de agua de tales sustancias.

Desde el siglo XVII, se descubrió que el cabello humano completamente desgrasado es un buen medidor de la humedad. Para un cambio de humedad relativa de 0 a 100% el cabello aumenta su longitud de 2 a 2.5 % en promedio. Si bien, el cambio de longitud varía con diferentes tipos de cabello, hay una relación aproximada constante entre la humedad y la variación de la longitud del cabello.

De los aparatos que se usan habitualmente en los observatorios mexicanos tenemos en primer término el higrómetro, y el segundo más común es el psicrómetro.

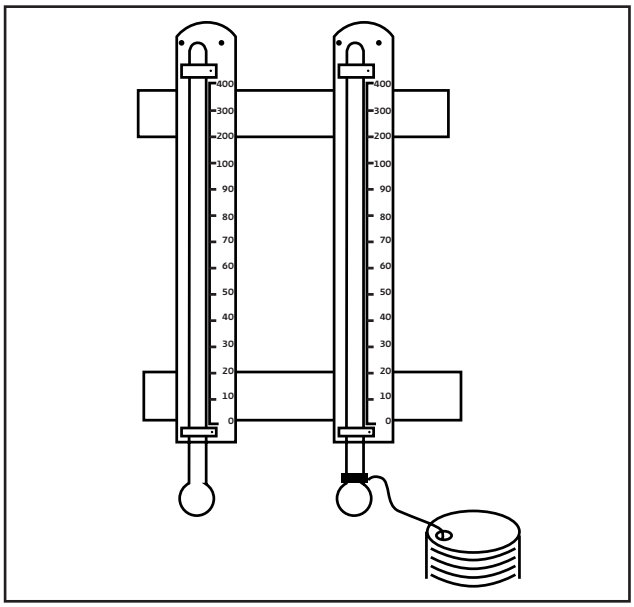


Figura 3.1 Psicómetro simple sin ventilación artificial

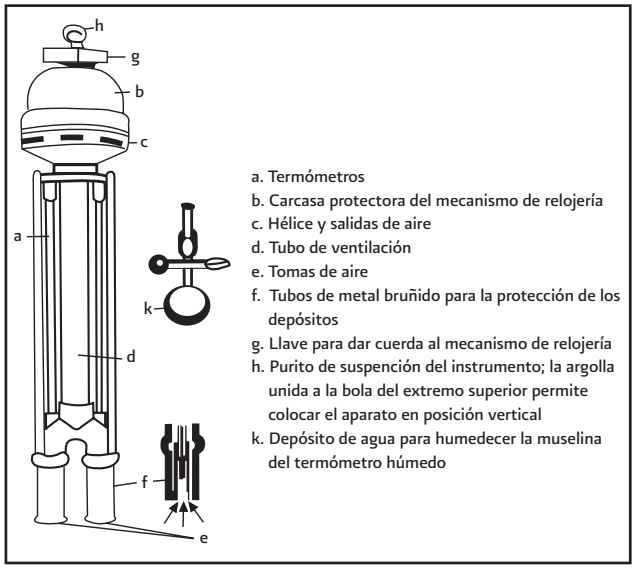

h
g
b
c
a
k
d
f
e
a. Termómetros
b. Carcasa protectora del mecanismo de relojería
c. Hélice y salidas de aire
d. Tubo de ventilación
e. Tomas de aire
f. Tubos de metal bruñido para la protección de los depósitos
g. Llave para dar cuerda al mecanismo de relojería
h. Purito de suspención del instrumento; la argolla unida a la bola del extremo superior permite colocar el aparato en posición vertical
k. Depósito de agua para humedecer la muselina del termómetro húmedo

Figura 3.2 Psicómetro tipo Assman

Los psicrómetros pueden ser subdivididos en psicrómetros simples sin ventilación artificial o de garita estacionaria (Figura 3.1), psicrómetros portátiles tipo Assman (Figura 3.2) y psicrómetros-onda. En las estaciones sinópticas se recomienda la utilización de psicrómetros de ventilación artificial. También se recomienda la utilización de tales psicrómetros en otras estaciones, cada vez que ello sea posible.

3.4 Requisitos generales

El equipo utilizado para las observaciones psicrométricas debe ajustarse, en todo lo posible, a las recomendaciones siguientes:

a) Los termómetros húmedo y seco deben estar ventilados y protegidos de la radiación al menos por dos pantallas metálicas pulidas y sin pintar, separadas del resto de los aparatos por materiales aislantes, o bien por una garita de celosía en persiana más una pantalla de metal pulido.

b) Al nivel del mar, debe impulsarse el aire para que pase sobre los termómetros a una velocidad no inferior a 2.5 m/s y no mayor de 10 m/s si los termómetros son del tipo ordinariamente utilizado en las estaciones meteorológicas. Para actitudes considerablemente distintas, estas

velocidades límites del aire deben ajustarse en proporción inversa a la densidad de la atmósfera.

c) Debe haber conducciones de aire separadas para los dos termómetros.

d) Si se utiliza la segunda alternativa del apartado a), la entrada de los conductos del aire debe estar situada de tal modo que registre la verdadera temperatura ambiente y el aire debe desembocar sobre la garita en tal posición que impida su recirculación.

e) Se debe procurar impedir en todo momento la transferencia de cantidades significativas de calor desde el motor a los termómetros.

f) El recipiente de agua y la mecha deben estar dispuestos de tal modo que el agua llegue al depósito del termómetro prácticamente a la misma temperatura que la del depósito del termómetro húmedo.

g) Las medidas deben tomarse a una altura comprendida entre 1.5 y 2 metros por encima del nivel del terreno.

Para lograr una precisión máxima con los psicrómetros es conveniente adoptar las disposiciones necesarias para que los termómetros húmedo y seco tengan el mismo coeficiente de inercia aproximadamente. Aunque los termómetros seco y húmedo tengan el depósito del mismo tamaño, el termómetro húmedo tiene una inercia considerablemente menor que la del termómetro seco. La muselina que cubre el termómetro húmedo debe estar bien ajustada (pero no tensa) alrededor del depósito y debe prolongarse al menos dos centímetros más allá de él.

3.5 Emplazamiento de los psicrómetros

Psicrómetro simple sin ventilación artificial

Actualmente este tipo de instrumentos es de uso general, especialmente en las estaciones climatológicas. Lo habitual es que el termómetro seco y húmedo estén sujetos verticalmente dentro de una garita termométrica. Si se utiliza una mecha y un recipiente de agua para mantener el termómetro húmedo convenientemente mojado, el recipiente debe colocarse preferentemente a un lado del termómetro y con la boca al mismo nivel o ligeramente por debajo de la parte alta del depósito del termómetro. La mecha debe mantenerse lo más recta posible y su longitud debe ser tal que el agua llegue al depósito del termómetro prácticamente a la misma temperatura que la de dicho depósito y en cantidad suficiente, aunque no excesiva. Si no se utiliza mecha, el depósito del termómetro húmedo debe ser protegido de la suciedad encerrándolo en un pequeño tubo de vidrio entre las lecturas.

Psicrómetros ventilados artificialmente

Las observaciones con el psicrómetro Assmann deben efectuarse en un lugar abierto, manteniendo el instrumento colgado de un gancho o escuadra unida a un poste delgado, o bien manteniéndolo con una mano y el brazo estirado horizontalmente, con las tomas de aire ligeramente inclinadas en la dirección del viento. Con viento fuerte se deben utilizar garitas dotadas de un ventilador. Entre las lecturas, el instrumento debe guardarse en un recinto sin calefacción, pero si se le mantiene a la temperie se le ha de proteger contra la precipitación y la fuerte radiación.

Los depósitos de los termómetros están muchas veces insuficientemente protegidos contra la radiación so pretexto de obtener la necesaria ventilación de los mismos, sobre todo cuando se trata del psicrómetro de honda. Este tipo de psicrómetro debe utilizarse preferentemente en lugares protegidos de la radiación directa del sol.

3.6 Manejo de los psicrómetros

La OMM ha formulado las siguientes recomendaciones:

a) El tejido utilizado para cubrir el termómetro húmedo debe ser fino pero tupido. Antes de su instalación, se debe lavar el psicrómetro cuidadosamente con jabón puro y agua, enjuagándolo varias veces en agua destilada. Si se utiliza mecha, debe dársele un tratamiento análogo.

b) Cualquier contaminación visible debe ser considerada como una clara indicación de la necesidad de hacer una sustitución. En el manejo de la muselina y de la mecha conviene proceder con gran cuidado para impedir su contaminación con las manos.
c) Para el termómetro húmedo debe utilizarse agua destilada.

Se debe instar a los observadores a que cambien muselina y mecha con regularidad. La sustitución debe hacerse una vez a la semana para todos los psicrómetros que están expuestos continuamente. En lugares próximos al mar y en zonas polvorientas o industriales, puede ser necesario cambiar la muselina y la mecha con mayor frecuencia. Se debe comprobar frecuentemente el depósito y completar la cantidad de agua en caso necesario.

3.7 Lectura de psicrómetros

Psicrómetro simple

Las temperaturas indicadas por los termómetros se deben leer con aproximación de una décima de grado centígrado y se debe evitar cometer errores de paralaje. Si hay que cambiar la muselina, la mecha y el agua del recipiente, debe hacerse inmediatamente después o mucho antes de realizar la lectura. Suponiendo que el agua que se vierte en el vaso del psicrómetro está a la misma temperatura que el aire, el depósito del termómetro alcanzará la temperatura correcta en 15 minutos aproximadamente. Si la temperatura del agua difiere considerablemente de la del aire, debe esperarse media hora más.

Al realizar observaciones las lecturas de los dos termómetros se tienen que llevar a cabo lo más simultáneamente posible; pero antes hay que asegurarse de que el depósito húmedo reciba suficiente agua.

Procedimientos particulares para la lectura del psicrómetro simple en los climas fríos

En las regiones de clima frío es necesario tener más cuidado durante los períodos de helada o cuando la temperatura del termómetro húmedo es inferior al punto de congelación, ya que la congelación del agua en el depósito y en la muselina puede interferir la humidificación del depósito del termómetro. Para obtener una lectura satisfactoria, el depósito debe estar recubierto de una delgada capa de hielo donde se produce la evaporación al igual que en el agua. Para esto, se humedece ligeramente la muselina con agua cuya temperatura esté próxima al punto de congelación. Esta operación debe efectuarse por lo menos 15 minutos antes de la hora de observación, utilizando, si fuese necesario, una pequeña brocha de pelo de camello o una pluma de pájaro.

Cuando la muselina está humedecida, la temperatura del termómetro permanece igual al punto de congelación (0°C) en tanto que la totalidad del agua no se haya transformado en hielo, después desciende progresivamente hasta la temperatura del bulbo húmedo. Es necesario esperar a que ésta última sea alcanzada y estabilizada para proceder a la lectura.

La temperatura del agua debe estar próxima al punto de congelación, para lo cual es conveniente fundir un poco de hielo; pero se necesita muy poca agua, porque de lo contrario habría que esperar mucho tiempo para que se congele y obtener la temperatura verdadera del termómetro húmedo.

Psicrómetro de aspersión tipo Assmann

Para los psicrómetros del tipo Assmann es preferible utilizar el siguiente procedimiento de observación:

a) Humedecer el termómetro húmedo
b) Dar cuerda al motor del aparato de relojería (o poner en marcha el motor eléctrico)
c) Esperar dos o tres minutos o hasta que la lectura del termómetro húmedo permanezca estable
d) Leer el termómetro seco
e) Leer el termómetro húmedo
f) Verificar las lecturas del termómetro seco

Se debe tener mucho cuidado en evitar cualquier influencia que puedan ejercer sobre las lecturas la presencia del observador o cualquiera otra fuente cercana

de calor o vapor de agua, como por ejemplo el tubo de escape de un vehículo de motor. Se debe adoptar un procedimiento análogo con los psicrómetros de garita, dotados de una ventilación accionada mediante aparatos de relojería o motor eléctrico.

Psicrómetro tipo honda

En el caso del psicrómetro de honda, se debe mojar el termómetro húmedo inmediatamente antes de que comience la observación. Para obtener una adecuada velocidad del aire de 2.5 m/s por lo menos sobre los depósitos de los termómetros, a un psicrómetro de honda de 30 cm de radio de giro se le deben dar unas cuatro revoluciones por segundo. Conviene tener presente que la velocidad del depósito del termómetro a través del aire no ha de ser necesariamente idéntica a la velocidad de ventilación eficaz del depósito del termómetro. El giro del instrumento debe ser detenido con suavidad y las lecturas deben tomarse muy rápidamente.

3.8 Tablas psicrométricas

Cuando las temperaturas de bulbo seco y húmedo han sido leídas, se puede calcular el punto de rocío o la humedad relativa sirviéndose de las tablas psicrométricas. Es necesario utilizar la tabla que corresponde a cada ventilación.

Las distintas tablas psicrométricas utilizadas por los servicios meteorológicos se fundan en diferentes hipótesis con respecto a los valores del coeficiente psicrométrico en las fórmulas sencillas, y algunos servicios están utilizando también tablas basadas en fórmulas teóricas más elaboradas. En el psicrómetro Assmann, por ejemplo, se supone, que la corriente del aire pasa sobre los termómetros a la velocidad de 2.4 m/s. En el caso de un psicrómetro tipo simple colocado dentro de la garita, se considera que dicha velocidad es de 1 a 1.5 m/s. Otras tablas también muy utilizadas para psicrómetros ventilados son las compiladas por la Institución Smithsoniana (1951), calculadas originalmente para el psicrómetro de honda.

3.9 Causas de error en psicrometría (mantenimiento correctivo-preventivo)

Errores del índice de los termómetros

Al efectuar medidas psicrométricas, es muy importante conocer en toda la gama real de temperaturas los errores del índice de los termómetros y aplicar a las lecturas las correcciones de estos errores antes de utilizar las tablas de humedad. Un error de una o dos décimas de grado causará grandes errores de humedad a bajas temperaturas.

Errores relacionados con la ventilación

Los errores producto de a una ventilación insuficiente pueden ser mucho más graves si se utilizan tablas de humedad inadecuadas. La precisión de un psicrómetro simple sin ventilación es mucho menor que la de un psicrómetro sometido a ventilación artificial constante. Las tablas utilizadas para determinar la humedad mediante un psicrómetro simple se calculan habitualmente suponiendo que la velocidad media del viento que pasa sobre los depósitos de los termómetros es de aproximadamente 1 a 1.5 m/s. La velocidad del aire que pasa sobre los termómetros será, en la práctica, notablemente distinta de ésta. La magnitud de los errores resultantes dependerá de la humedad y temperatura del aire. En aire seco, el error puede fácilmente llegar a ser del diez por ciento de humedad relativa, pero ordinariamente el error será del orden de un escaso porcentaje de humedad relativa en las latitudes templadas.

En los psicrómetros Assmann y en los de motor, la ventilación debe comprobarse periódicamente al menos una vez al mes. Se deben adoptar precauciones especiales para asegurarse que los termómetros del psicrómetro de honda reciben la ventilación debida, de conformidad con las tablas que se utilicen.

Errores ocasionados por una espesa capa de hielo sobre el termómetro húmedo, a la contaminación de la muselina o a las impurezas del agua

Dado que una espesa capa de hielo sobre el depósito del termómetro húmedo aumentará la inercia de dicho termómetro, este hielo debe eliminarse inmediatamente sumergiendo el depósito del termómetro en agua destilada. El termómetro húmedo y su muselina deben lavarse a intervalos regulares con agua destilada para eliminar las impurezas solubles, siendo necesario aplicar este procedimiento con mayor frecuencia en ciertas regiones como, por ejemplo, las próximas al mar.

3.10 Cálculo de la tensión de vapor de agua y la Humedad Relativa

Para determinar la tensión de vapor de agua, se anotan las lecturas (t) y (t') de los termómetros del psicrómetro; a continuación, con la temperatura (t') del termómetro húmedo se determina en la Tabla 3.1, pág. 75, la tensión máxima del vapor de agua; en la primera columna de la izquierda se encuentran los grados enteros, y en la línea horizontal del encabezado, los décimos de grado; por tanto, en la intersección de una línea con otra, se halla la tensión máxima que se busca.

La Tabla 3.2, pág. 78, para psicrómetros ventilados y la 3.3, pág. 79, para psicrómetros no ventilados dan las correcciones que deben hacerse a la tensión máxima determinada anteriormente, para lo cual se entra con ellas con la diferencia (t-t') de los termómetros seco y húmedo. De la misma manera que se dijo para la Tabla 3.1, la columna vertical de la izquierda tiene la diferencia de (t-t') en grados, y en la horizontal del encabezado los décimos de grado; la cantidad que resulte de la intersección de la línea vertical y horizontal dará la corrección que debe restarse a la tensión máxima para obtener la tensión del vapor de agua a 750 mm de presión.

La tensión de vapor determinada es para un lugar en donde la presión atmosférica media sea de 750 mm, y para los demás lugares en que sea diferente esta presión, debe aplicarse la corrección anotada en la última columna de la Tabla 3.2 y que está hecha para cada 100 mm de diferencia de presión. Para aplicarla se determina la diferencia entre la presión atmosférica media del lugar de observación, expresada en milímetros, y la de 750 mm. Esta diferencia se divide por 100 y el número que resulte se multiplicará por la cantidad correspondiente en la citada columna, que se encuentra en la línea horizontal que pasa por el número de grados de la diferencia (t-t'); el producto obtenido de esta forma se sumará a la tensión encontrada para 750 mm de presión, si ésta es menor; y si es mayor, se restará de ella.

Para obtener la temperatura de punto de rocío, en la Tabla 3.1 se busca el valor de la tensión de vapor en el momento y lugar de observación. En caso de que no aparezca el valor exacto, se buscará el más cercano. La temperatura de punto de rocío resultará de sumar el valor de los grados enteros de la columna izquierda, más las décimas de grado del encabezado que intercepten al valor de la tensión de vapor calculado.

La humedad relativa en % se obtiene dividiendo la tensión de vapor, calculada según se acaba de indicar, por la tensión máxima del vapor de agua de la Tabla 3.1, correspondiente a la temperatura del termómetro seco (t), y multiplicado este cociente por 100; resultando así la humedad relativa en tanto porciento del aire.

Ejemplo:

Supongamos que en un lugar donde la presión media es de 584 mm, se hayan obtenido por medio del psicrómetro ventilado, las siguientes observaciones:

Termómetro seco: 20.1°C
Termómetro húmedo: 12.3°C

Determinar la tensión de vapor, la tensión de vapor saturante, la humedad relativa y la temperatura de punto de rocío.

1.- Determinación de la tensión de vapor a 750 mm.

Termómetro seco	t = 20.1°C
Termómetro húmedo	t' = 12.3°C
Diferencia	t - t' = 7.8°C

De la Tabla 3.1: t' = 12.3°C e_1 = 10.69 mm
De la Tabla 3.2: t – t' = 7.8°C e_2 = 3.86 mm

Diferencia 6.83 mm

La tensión de vapor a 750 mm será 6.83 mm.

2.- Corrección para el lugar de observación.

Presión a la que fue calculada la Tabla 3.1	750 mm
Presión en el lugar de observación	584 mm
Diferencia	166 mm
Dividido entre 100	1.66 mm
De la Tabla 3.2, el factor para 7.8°C es	0.46
Corrección por esta diferencia:	1.66 x 0.46 = 0.7636

Como la presión en el lugar de observación es menor a 750 mm, entonces la corrección deberá sumarse a la tensión de vapor calculada en el inciso 1.

6.83 mm + 0.76 mm = 7.59 mm

3.- Cálculo de la humedad relativa por ciento

Tensión de vapor en el lugar (corregida)	7.59 mm
Tensión máxima de vapor a 20.1°C (Temp. Amb.)	17.51 mm
Cociente de estas tensiones:	7.59/17.51 = 0.4334
Multiplicado por 100	0.4334 x 100 = 43.34 %

La humedad relativa para este lugar y momento, es de 43.34 %

4.- Determinación de la temperatura de punto de rocío.

Para una tensión de vapor (corregida) de 7.59 mm, de la Tabla 3.1 dicho valor se encuentra en la intersección del 7 de la columna de grados enteros, y del 0.2 del encabezado de los décimos de grado, por lo tanto:

La temperatura de punto de rocío en este lugar y momento, es de 7.2°C

5.-Estimación de la humedad relativa a partir de datos de temperatura ambiente (bulbo seco) y temperatura de punto de roció.

Es frecuente que usuarios soliciten datos de humedad relativa, los cuales en muchos de los casos no se tienen, ya que por lo general no se reporta en el mensaje sinóptico. Sin embargo, partiendo de los datos de temperatura ambiente (temperatura del bulbo seco) y de temperatura de punto de rocio, los cuales sí se reportan en el mensaje sinóptico, se puede estimar la humedad relativa con la siguiente ecuación:

DONDE:

HR= Humedad Relativa
e= Tensión máxima del vapor de agua obtenida por la Tabla 3.1 y con el valor de la temperatura de punto de rocío
e_s= Tensión máxima de vapor de agua obtenida de la Tabla 3.1 y con el valor de la temperatura ambiente

Ejemplo: Se quiere estimar la humedad relativa del observatorio de Tacubaya, Distrito Federal, a partir de una temperatura ambiente (temperatura del bulbo seco) de 18.8°C y una temperatura de punto de rocío de 11.4 °C.

De la Tabla 3.1: 18.8 °C e_s = 16.17 mm
De la Tabla 3.1: 11.4 °C e = 10.07 mm

Aplicando la formula

$$HR = \frac{10.07}{16.17}\ (100) = 62\%$$

La humedad relativa del observatorio de Tacubaya es de 62%.

3.11 Registradores gráficos

El higrógrafo de cabello (Figura 3.3)

Los higrógrafos son instrumentos que proporcionan registros continuos de la humedad relativa. El funcionamiento del instrumento se basa, como ya se dijo, en la longitud de los cabellos humanos; cuando no están impregnados de sustancias grasas, varía con la humedad relativa del aire. Las variaciones de longitud de un haz de cabellos son amplificadas por un sistema de palancas y registradas por medio de una pluma sobre una banda colocada en un tambor que gira con movimiento uniforme.

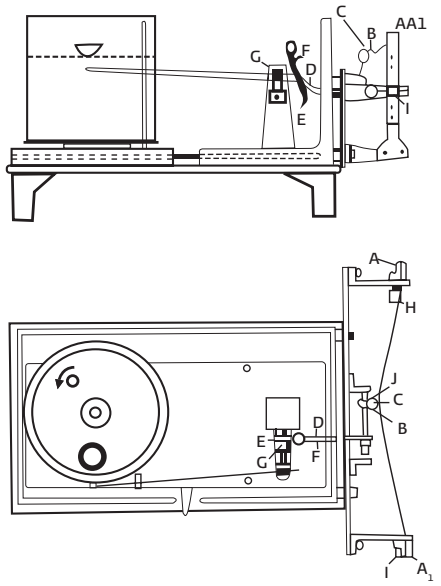
La longitud de los cabellos varía cuando absorben las moléculas de agua contenidas en el aire, o cuando el agua que contienen se evapora. La velocidad de respuesta a las variaciones de humedad del aire es relativamente lenta. Como las variaciones de la longitud de los cabellos son pequeñas, el sistema de palancas debe estar perfectamente equilibrado y sobre ejes muy finos.

La velocidad de respuesta del higrógrafo depende en gran parte de la temperatura del aire. El tiempo de respuesta del instrumento a –10°C es aproximadamente tres veces mayor que a +10°C. Para temperaturas del aire comprendidas entre 0°C y 30°C y humedades relativas entre 20% y 80%, al ser sometido el higrógrafo a variaciones bruscas de humedad, debe indicar el 90% del cambio en menos de tres minutos.

La longitud de los cabellos crece con la humedad, pero sus variaciones son proporcionales a las de la humedad relativa; por ejemplo, cuando la humedad relativa varía del 90% al 45%. Algunos higrógrafos tienen un mecanismo que permiten compensar estas diferencias; en este caso, el desplazamiento de la pluma sobre la banda es proporcional al estado higrométrico y la escala de humedad de la banda es lineal.

Higrógrafo de escala lineal

Los principales elementos de este instrumento se muestran el la Figura 3.3. El haz de cabellos está sujeto



AA1. Quijadas de fijación del haz de cabellos
B. Gancho que coge el haz de cabellos por el centro
C. Palanca
D. Primera leva
E. Segunda leva
F. Pequeño muelle que mantiene las levas una contra otra
G. Tornillo que fija la segunda leva al eje del brazo
H. Tornillo de ajuste con cabeza cuadrada que permirte desplazar la quijada de fijación A (ajuste grosero del acero)
I. Tornillo de ajuste de precisión
J. Tornillo que permite levantar o bajar el gancho B (para ajustar la amplitud del brazo)

Figura 3.3 Higrógrafo de cabello

por sus extremos a dos quijadas "A" y "A1", y sujeto en su punto medio a un gancho "B". El eje horizontal de la palanca "C" en la cual está sujeto este gancho está unido a la leva "D".

La leva "D" se mantiene en contacto con la leva "E" por medio de un pequeño muelle "F". La leva "E" está unida al eje del brazo portapluma por el tornillo "G".

Así, las variaciones de longitud del haz de cabellos provocadas por la humedad, se amplifican y después se transmiten a la pluma. La amplificación de estas variaciones se debe principalmente a la acción del brazo portaplumas y de la palanca "C", pero el papel de las dos levas y el ángulo formado por el haz de cabellos son importantes.

Ajustes del cero

a) Los ajustes toscos se efectúan desplazando la quijada "A". Para ésto es necesario accionar el tornillo de cabeza cuadrada "H".
b) Los ajustes de precisión (en los limites de 5% de humedad relativa) se efectúan accionando el tornillo "I". Sin embargo, si el ángulo del haz de cabello varía mucho, la amplitud del brazo portapluma se modifica. Por lo tanto, es conveniente modificar este ángulo con el tornillo "I".

Ajuste del desplazamiento del brazo

a) La amplificación de las variaciones de longitud de haz puede aumentarse o reducirse de una manera casi proporcional bajando o subiendo el ganchito "B" de la palanca "C". Esta operación se hace por el tornillo "J".
b) Esta amplificación puede también modificarse girando el brazo respecto a las levas, por medio del tornillo "G"; se reduce cuando el brazo se despliega en el sentido de las agujas de un reloj y se aumenta desplazando el brazo en sentido contrario.

Se recomienda no modificar la escala de registro en las estaciones debido a la poca velocidad de respuesta del higrógrafo de cabellos y las variaciones de humedad relativa. Es difícil efectuar comparaciones con otros instrumentos.

Emplazamiento y empleo

El higrógrafo se debe instalar en una garita. Su rendimiento depende principalmente del buen cuidado de los cabellos; los depósitos de polvo aumentan el tiempo de respuesta; las rociones salinas o los cuerpos grasos que pueden depositarse sobre el haz al tocarlo con los dedos pueden falsear las indicaciones. Si el higrógrafo está sometido a humedades muy pequeñas (como puede ser en las regiones continentales), los registros pueden tener deformaciones o desviaciones casi permanentes.

Estos inconvenientes pueden suprimirse en gran parte lavando con cuidado y periódicamente los cabellos, utilizando un pincel fino y suave mojado con agua destilada. Se puede usar el agua de lluvia o de aljibe. Esta operación debe efectuarse por lo menos una vez a la semana; aunque en algunos casos, puede ser necesario efectuarla diariamente. Durante la limpieza del instrumento es necesario evitar tocar los cabellos con los dedos.

Cuando los cabellos han sido cuidadosamente impregnados de agua y se ha eliminado el exceso de la misma, la humedad relativa indicada por el higrógrafo debe ser 95%. Algunas veces es necesario humedecer varias veces consecutivas el haz de cabellos para confirmar una lectura. El exceso de agua falsea el registro debido a su peso. Si la humedad relativa es pequeña, el agua de los cabellos se evapora rápidamente y el instrumento sólo indica 95% durante muy poco tiempo.

El ajuste de cero tiene por objeto asegurarse de que la lectura corresponda a 95% cuando los cabellos están completamente impregnados de agua y ha sido eliminado su exceso. Este ajuste proviene de la experiencia práctica. El peso de agua retenida por el haz no es despreciable y provoca un ligero descenso de éste; por ello, la lectura debe ser de 95% y no de 100%.

NO SE DEBEN ENGRASAR LOS EJES, sin embargo, éstos deben limpiarse periódicamente con un pequeño pincel suave impregnado con detergente.

La superficie de las levas debe estar siempre limpia; de vez en cuando deberá pulirse con un trozo de papel secante impregnado de mina de lápiz de plomo, con el fin de reducir el rozamiento y hacer el instrumento más sensible a las pequeñas variaciones de humedad.

El higrógrafo debe ser sacudido suavemente con un solo dedo antes de hacer la lectura, pero no debe tocarse entre uno y otro cambio de banda, excepto para hacer las señales de control de hora.

La humedad del aire puede variar muy rápidamente y es esencial que estas señales sean precisas. Al hacer estas marcas es necesario evitar estirar el haz, pues esto desajustaría el cero del instrumento. Por lo tanto, el brazo debe desplazarse en sentido decreciente de la humedad relativa.

3.12 Criterios de calibración del higrógrafo

El lugar para establecer un sistema de calibración adecuado de los sistemas de medición de humedad relativa, debe contar con un laboratorio adecuado de medición de temperatura y humedad, donde el ambiente pueda ser variado y controlado. Para calibrar el higrógrafo, se puede efectuar desde un estándar primario; para ello se requiere:

- Higrómetro gravimétrico
- Dos estándares de temperatura con un generador de humedad.
- Dos estándares de presión con un generador de humedad.

O bien, se puede calibrar con estándares secundarios, para lo que es necesario:

- Un higrómetro con espejo enfriador, con un psicrómetro de referencia.

También se puede calibrar con una referencia estándar y sólo se requiere:

- Un psicrómetro de referencia y un higrómetro con espejo enfriador.

Para calibraciones de trabajo estándar se necesita un psicrómetro tipo Assman y un higrógrafo con espejo enfriador.

Tabla 3.1
Tensiones máximas del vapor de agua

	DECIMOS DE GRADO									
°C	0.0 mm	0.1 mm	0.2 mm	0.3 mm	0.4 mm	0.5 mm	0.6 mm	0.7 mm	0.8 mm	0.9 mm
-29	0.32	0.32	0.32	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30
-28	0.36	0.35	0.35	0.35	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33
-27	0.40	0.39	0.39	0.39	0.38	0.38	0.37	0.37	0.37	0.36
-26	0.44	0.43	0.43	0.43	0.42	0.42	0.41	0.41	0.41	0.40
-25	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.46	0.46	0.45	0.45	0.44
-24	0.53	0.53	0.52	0.52	0.51	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49
-23	0.59	0.58	0.58	0.57	0.57	0.56	0.56	0.55	0.55	0.54
-22	0.65	0.64	0.64	0.63	0.62	0.62	0.61	0.61	0.30	0.60
-21	0.71	0.71	0.70	0.69	0.69	0.68	0.67	0.67	0.66	0.65
-20	0.79	0.78	0.77	0.77	0.76	0.75	0.74	0.74	0.73	0.72

Tabla 3.1
Tensiones máximas del vapor de agua

	DECIMOS DE GRADO									
°C	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
-19	0.87	0.86	0.85	0.84	0.84	0.83	0.82	0.81	0.80	0.79
-18	0.96	0.95	0.94	0.93	0.92	0.91	0.90	0.89	0.88	0.88
-17	1.05	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.98	0.97	0.96
-16	1.15	1.14	1.13	1.12	1.11	1.10	1.09	1.08	1.07	1.06
-15	1.26	1.25	1.24	1.22	1.21	1.20	1.19	1.18	1.17	1.17
-14	1.38	1.36	1.35	1.34	1.33	1.32	1.30	1.29	1.28	1.27
-13	1.51	1.49	1.48	1.47	1.45	1.44	1.43	1.41	1.40	1.39
-12	1.65	1.64	1.62	1.61	1.59	1.58	1.56	1.55	1.53	1.52
-11	1.81	1.79	1.77	1.76	1.74	1.73	1.71	1.70	1.68	1.67
-10	1.97	1.96	1.94	1.92	1.91	1.89	1.87	1.86	1.84	1.82
-9	2.15	2.14	2.12	2.10	2.08	2.06	2.05	2.03	2.01	1.99
-8	2.35	2.33	2.31	2.29	2.27	2.25	2.23	2.21	2.19	2.17
-7	2.56	2.54	2.51	2.49	2.47	2.45	2.43	2.41	2.39	2.37
-6	2.79	2.76	2.74	2.72	2.69	2.67	2.65	2.62	2.60	2.58
-5	3.03	3.01	2.98	2.96	2.93	2.91	2.88	2.86	2.83	2.81
-4	3.30	3.27	3.24	3.22	3.19	3.16	3.14	3.11	3.08	3.06
-3	3.59	3.56	3.53	3.50	3.47	3.44	3.41	3.38	3.35	3.33
-2	3.89	3.86	3.83	3.80	3.77	3.74	2.71	3.68	3.65	3.62
-1	4.22	4.19	4.16	4.12	4.09	4.06	4.02	3.99	3.96	3.93
-0	4.58	4.54	4.51	4.47	4.43	4.40	4.36	4.33	4.29	4.26
0	4.58	4.61	4.65	4.68	4.71	4.76	4.78	4.82	4.85	4.89
1	4.92	4.96	4.99	5.03	5.06	5.10	5.14	5.17	5.21	5.25
2	5.29	5.32	5.36	5.40	5.44	5.48	5.52	5.56	5.60	5.64
3	5.68	5.72	5.76	5.80	5.84	5.88	5.92	5.96	6.00	6.05
4	6.09	6.13	6.17	6.22	6.26	6.31	6.35	6.39	6.44	6.48
5	6.53	6.57	6.62	6.67	6.71	6.76	6.81	5.85	6.90	6.95
6	7.00	7.05	7.09	7.14	7.19	7.24	7.29	7.34	7.39	7.44
7	7.49	7.55	7.60	7.65	7.70	7.76	7.81	7.86	7.91	7.97
8	8.02	8.08	8.13	8.19	8.24	8.30	8.36	8.41	8.47	8.53
9	8.58	8.64	8.70	8.76	8.82	8.88	8.94	9.00	9.06	9.12

Tabla 3.1
Tensiones máximas del vapor de agua

	DECIMOS DE GRADO									
°C	0.0 mm	0.1 mm	0.2 mm	0.3 mm	0.4 mm	0.5 mm	0.6 mm	0.7 mm	0.8 mm	0.9 mm
10	9.18	9.24	9.30	9.36	9.43	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75
11	9.81	9.88	9.94	10.01	10.07	10.14	10.21	10.27	10.34	10.41
12	10.48	10.55	10.62	10.69	10.76	10.83	10.90	1097	11.04	11.11
13	11.19	11.26	11.33	11.41	11.48	11.56	11.63	11.71	11.78	11.86
14	11.94	12.01	12.09	12.17	12.25	12.33	12.41	12.49	12.57	12.65
15	12.73	12.81	12.89	12.97	13.06	13.14	13.23	13.31	13.39	13.48
16	13.57	13.65	13.74	13.83	13.91	14.00	14.09	14.18	14.27	14.36
17	14.45	14.54	14.63	14.72	14.82	14.91	15.00	15.10	15.19	15.29
18	15.38	15.48	15.48	15.67	15.77	15.87	15.97	16.07	16.17	16.27
19	16.37	16.47	16.57	16.67	16.78	16.88	16.98	17.09	17.19	17.30
20	17.41	17.51	17.62	17.73	17.84	17.95	18.06	18.17	18.28	18.39
21	18.50	18.62	18.73	18.84	18.96	19.07	19.19	19.31	19.42	19.54
22	19.66	19.78	19.90	20.02	20.14	20.26	20.39	20.51	20.63	20.76
23	20.88	21.01	21.14	21.26	21.39	21.52	21.65	21.78	21.91	22.05
24	22.18	22.31	22.45	22.58	22.72	22.85	22.99	23.13	23.27	23.41
25	23.55	23.69	23.83	23.97	24.11	24.26	24.40	24.55	24.69	24.84
26	24.99	25.14	25.28	25.43	25.58	25.74	25.89	26.04	26.20	26.35
27	26.51	26.66	26.82	26.98	27.13	27.29	27.45	27.62	27.78	27.94
28	28.10	28.27	28.43	28.60	28.77	28.93	29.10	29.27	29.44	29.61
29	29.79	29.96	30.13	30.31	30.48	30.66	30.84	31.02	31.19	31.37
30	31.56	31.74	31.92	32.10	32.29	32.47	32.06	32.85	33.04	33.23
31	33.42	33.61	33.80	33.99	34.19	34.38	34.58	34.78	34.97	35.17
32	35.37	35.57	35.78	35.98	36.18	36.39	36.59	36.80	37.01	37.22
33	37.43	37.64	37.85	38.06	38.28	38.49	38.71	38.93	39.15	39.37
34	39.59	39.81	40.03	40.25	40.48	40.71	40.93	41.16	41.39	41.62
35	41.85	42.09	42.32	42.55	42.79	43.03	43.27	43.51	43.75	43.99
36	44.23	44.48	44.72	44.97	45.22	45.46	45.71	45.97	46.22	46.47
37	46.73	46.99	47.24	47.50	47.76	48.02	48.28	48.55	48.81	49.08
38	49.35	49.61	49.88	50.16	50.43	50.70	50.98	51.25	51.53	51.81
39	52.09	52.37	52.65	52.94	53.22	53.51	53.80	54.09	54.38	54.67

Tabla 3.1
Tensiones máximas del vapor de agua

	DECIMOS DE GRADO									
°C	0.0 mm	0.1 mm	0.2 mm	0.3 mm	0.4 mm	0.5 mm	0.6 mm	0.7 mm	0.8 mm	0.9 mm
40	54.97	55.26	55.56	55.85	56.15	56.45	56.76	57.06	57.36	57.67
41	57.98	55.29	58.60	58.91	59.22	59.51	59.85	60.17	60.49	60.81
42	61.13	61.46	61.78	62.11	62.45	62.76	63.10	63.43	63.76	64.10
43	64.43	64.77	65.11	65.45	65.80	66.14	66.49	66.84	67.19	67.54
44	67.89	68.24	68.60	68.96	69.32	69.68	70.04	70.40	70.77	71.15
45	71.50	71.87	72.25	72.62	72.99	73.37	73.75	74.13	74.51	74.90
46	75.28	75.67	76.06	76.45	76.84	77.21	77.63	78.03	78.43	78.83
47	79.23	79.64	80.04	80.45	80.86	81.27	81.69	82.10	82.52	82.94
48	83.36	83.78	84.21	84.63	85.06	85.49	85.92	86.36	86.79	87.23
49	87.67	88.11	88.65	89.00	89.45	89.90	90.35	90.80	91.25	91.71

Tabla 3.2
Determinación de la tensión del vapor del agua del aire del psicrómetro (presión 750 mm.) psicrómetros ventilados

t-t'	0°.0	0°.1	0°.2	0°.3	0°.4	0°.5	0°.6	0°.7	0°.8	0°.9	**Factor**
0°	0.00	0.05	0.10	0.15	0.20	0.25	0.30	0.35	0.40	0.45	0.00
1	0.50	0.54	0.59	0.64	0.69	0.74	0.79	0.84	0.89	0.94	0.07
2	0.99	1.04	1.09	1.14	1.19	1.24	1.29	1.84	1.39	1.44	0.13
3	1.49	1.53	1.55	1.63	1.68	1.73	1.78	1.83	1.88	1.93	0.20
4	1.98	2.03	2.08	2.13	2.18	2.23	2.28	2.33	2.38	2.43	0.26
5	2.48	2.52	2.57	2.62	2.67	2.72	2.77	2.82	2.87	2.92	0.33
6	2.97	3.02	3.07	3.12	3.17	3.22	3.27	3.32	3.37	3.42	0.40
7	3.47	3.51	3.56	3.61	3.66	3.71	3.76	3.81	3.86	3.91	0.46
8	3.96	4.01	4.06	4.11	4.16	4.21	4.26	4.31	4.36	4.41	0.53
9	4.46	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70	4.75	4.80	4.85	4.90	0.59
10	4.95	5.00	5.05	5.10	5.15	5.20	5.25	5.30	5.35	5.40	0.66
11	5.45	5.49	5.54	5.59	5.64	5.69	5.74	5.79	5.84	5.89	0.73
12	5.94	5.99	6.04	6.09	6.14	6.19	6.24	6.29	6.34	6.39	0.79
13	6.44	6.48	6.53	6.58	6.63	6.68	6.73	6.78	6.83	6.88	0.86
14	6.93	6.98	7.03	7.08	7.13	7.18	7.23	7.28	7.33	7.38	0.92

Tabla 3.2
Determinación de la tensión del vapor del agua del aire del psicrómetro (presión 750 mm.) psicrómetros ventilados

15	7.43	7.47	7.52	7.57	7.62	7.67	7.72	7.77	7.82	7.87	0.99
16	7.92	7.97	8.02	8.07	8.12	8.17	8.22	8.27	8.32	8.37	1.06
17	8.42	8.46	8.51	8.56	8.61	8.66	8.71	8.76	8.81	8.86	1.12
18	8.91	8.96	9.01	9.06	9.11	9.16	9.21	9.26	9.31	9.36	1.19
19	9.41	9.45	9.50	9.55	9.60	9.65	9.70	9.75	9.80	9.85	1.25

Corrección por cada 100 mm de diferencia de presion exclusivo para cada observatorio

Tabla 3.3
Determinación de la tensión del vapor del agua del aire del psicrómetro (presión 750 mm) psicrómetros no ventilados (termométro húmedo, bulbo mojado o parcialmente cubierto de hielo)

t-t'	0°.0	0°.1	0°.2	0°.3	0°.4	0°.5	0°.6	0°.7	0°.8	0°.9	**Factor**
0°	0.00	0.06	0.12	0.18	0.24	0.30	0.36	0.41	0.47	0.53	0.00
1	0.59	0.65	0.71	0.77	0.83	0.89	0.95	1.01	0.07	1.13	0.08
2	0.19	1.24	1.30	1.36	1.42	1.48	1.54	1.60	1.66	1.72	0.16
3	1.78	1.84	1.90	1.96	2.01	2.07	2.13	2.19	2.25	2.31	0.24
4	2.37	2.43	2.49	2.55	2.61	2.67	2.73	2.78	2.84	2.90	0.32
5	2.96	3.02	3.08	3.14	3.20	3.26	3.32	3.38	3.44	3.50	0.40
6	3.56	3.61	3.67	3.73	3.79	3.85	3.91	3.97	4.03	4.09	0.47
7	4.15	4.21	4.27	4.33	4.39	4.45	4.50	4.56	4.62	4.68	0.55
8	4.74	4.80	4.86	4.92	4.98	5.04	5.10	5.15	5.21	5.27	0.63
9	5.33	5.39	5.45	5.51	5.57	5.63	5.69	5.75	5.81	5.87	0.71
10	5.93	5.98	6.04	6.10	6.16	6.22	6.28	6.34	6.40	6.46	0.79
12	7.11	7.17	7.23	7.29	7.35	7.41	7.47	7.52	7.58	7.64	0.95
14	8.29	8.35	8.41	8.47	8.53	8.59	8.65	8.71	8.77	8.83	1.11
16	9.48	9.54	9.60	9.66	9.72	9.78	9.84	9.89	9.95	10.01	1.26
18	10.67	10.72	10.78	10.84	10.90	10.96	11.08	11.08	11.14	11.20	1.42

IV. Viento

4.1 Introducción

La intensidad del viento es una cantidad vectorial que tiene dirección y magnitud (una cantidad escalar conocida como velocidad). La intensidad del viento es considerada en términos de tres componentes, ubicándose dos de ellos en un plano paralelo a la superficie de la Tierra, y el tercero perpendicular a ese plano. Para la mayoría de los propósitos meteorológicos operativos, el componente vertical es despreciado, considerándose por lo tanto el viento de superficie como una cantidad vectorial de dos dimensiones.

La intensidad del viento está sujeta a variaciones, tanto en periodo como en amplitud. Esto se debe a que el flujo de aire conocido como viento no es laminar. El viento sobre la superficie de la Tierra es un flujo turbulento, que comprende remolinos de diversos tamaños y parámetros físicos que se desplazan con el flujo. La orografía de la Tierra es el principal factor que determina la estructura turbulenta del viento. Esta estructura del flujo de aire se manifiesta a través de la llamada "rafagosidad" del viento, o sea fluctuaciones de los parámetros del viento de superficie.

Para la mayoría de los propósitos, la intensidad media del viento se toma como un promedio de valores instantáneos, calculado sobre un intervalo de diez minutos. Se puede obtener una expresión numérica de la variabilidad de la velocidad del viento a través del factor de rafagosidad, G:

$$G = \frac{\nu_{máx} - \nu_{ín}}{\nu_{media}} \qquad (4.1)$$

Donde:

$V_{máx}$ = Velocidad del viento máximo
$V_{mín}$ = Velocidad del viento mínimo
V_{media} = Velocidad del viento medio

Las tres cantidades escalares de velocidad se toman sobre un periodo de tiempo de diez minutos.

4.2 Unidades de medida.

La velocidad del viento se puede indicar en cualquiera de las siguientes unidades:

a) Nudos (millas náuticas por hora), abreviado kt
b) Metros por segundo: m s-l
c) Kilómetros por hora: km h-1
d) Millas por hora: m.p.h.
e) Pies por segundo: ft s-1

Para propósitos de intercambio internacional de información meteorológica, la velocidad del viento se informa en metros por segundo (m s-1) o nudos (kt). El cuadro 4.1 da la relación entre las distintas unidades de velocidad del viento:

Cuadro 4.1 Velocidades del viento en diferentes unidades y su relación.

Kt	m s^{-1}	km h^{-1}	m.p.h	Ft s^{-1}
1.000	0.515	1.853	1.152	1.689
1.943	1.000	3.600	2.237	3.281
0.868	0.447	1.609	1.000	1.467
0.540	0.278	1.000	0.621	0.911
0.592	0.305	1.097	0.682	1.000

Además de las unidades presentadas, la velocidad del viento se puede indicar en unidades de la escala de Beaufort. La escala Beaufort hace uso de fenómenos naturales familiares que se relacionan con diferentes velocidades del viento (Cuadro 4.3).

La dirección del viento se indica en grados, a partir del norte verdadero en sentido horario. Se toma como dirección del viento, la dirección desde la cual proviene. En el intercambio internacional de datos, la dirección del viento se informa en grados, apreciando con aproximación a los diez grados más cercanos. Otra escala de dirección del viento está basada en puntos de brújula (8, 16 ó 32 puntos de acuerdo a la exactitud requerida). Para indicar los puntos de brújula se usan las abreviaturas presentadas en el cuadro 4.2.

Cuadro 4.2 Dirección del viento

Dirección de la brújula	Equivalente en grados	Sector en grados	Dirección de la brújula	Equivalente En grados	Sector en Grados
N	360	355-5	S	180	175-185
N'E	11.25	6-16	S'W	191.25	186-196
NNE	22.5	17-28	SSW	202.50	197-208
NE'N	33.75	29-39	SW'S	213.75	209-219
NE	45.00	40-50	SW	225.00	220-230
NE'E	56.25	51-61	SW'W	236.25	321-241
ENE	67.50	62-73	WS'W	247.50	242-253
E'N	78.75	74-84	W'S	258.75	254-264
E	90.00	85-95	W	270.00	265-275
E'S	101.25	96-106	W'N	281.25	276-286
ESE	112.50	107-118	WNW	292.50	287-298
SE'E	123.75	119-129	NW'W	303.75	299-309
SE	135.00	130-140	NW	315.00	310-320
SE'S	146.25	141-151	NW'N	326.25	321-331
SSE	157.50	152-163	NNW	337.50	332-343
S'E	168.75	164-174	N'W	348.75	344-354

Cuadro 4.3 Escala Beaufort de fuerza del viento para informar viento de superficie

Número Beaufort	Descripción	Velocidad del viento [Nudos]	Equivalente [ms-1]	Especificaciones para observaciones sobre suelo firme
0	Calma		0-0.2	Calma, el humo sube verticalmente.
1	Ventolina	1-3	0.3-1.5	Se define la dirección del viento por el humo, pero por veletas.
2	Brisa suave	4-6	1.6-3.3	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles; el viento mueve las veletas.
3	Brisa leve	7-10	3.4-5.4	Las hojas y ramas pequeñas se hallan en constante movimiento.
4	Brisa moderada	11-16	5.5-7.9	Se levanta polvo y papeles sueltos; se mueven las ramas pequeñas de los árboles.
5	Brisa fresca	17-21	8.0-10.7	Se mueven los árboles pequeños; se forman pequeñas olas en estanques y lagunas.
6	Brisa fuerte	22-27	10.8-13.8	Se mueven las ramas grandes de los árboles; silban los cables telegráficos; los paraguas se utilizan con dificultad.
7	Viento fuerte	28-33	13.9-17.1	Todos los árboles se mueven es difícil caminar contra el viento.
8	Temporal	34-40	17.2-20.7	Se rompen las ramas delgadas de los árboles; generalmente no se puede andar contra el viento.
9	Temporal fuerte	41-47	20.8-24.4	Se producen pequeños daños los edificios, (se caen los sombreros de las chimeneas, las tejas de los techos, etc.)
10	Temporal violento	48-55	24.5-28.4	Se experimenta raramente en violento tierra adentro; se arrancan árboles; se producen considerables daños en los edificios.
11	Temporal muy violento	56-63	28.5-32.6	Se experimenta muy raras veces; ocasiona daños generales por doquier.
12	Huracán	64 y más	32.7 y más	

NOTA: Las velocidades de viento equivalentes se refieren a una altura estándar de 10 metros sobre terreno llano, abierto.

4.3 Exposición del equipo de medida del viento

4.3.1 Problemas generales

Debido al efecto de fricción, la velocidad del viento puede variar considerablemente en las primeras decenas de metros por encima del terreno e incluso después. Por esta razón se ha definido una altura normalizada sobre el terreno para la exposición de los instrumentos de medida del viento. Las observaciones de la velocidad del viento efectuadas a otras alturas deben ser ajustadas para lograr una estimación correspondiente a la altura normalizada. No se trata de hacer ajustes de la desviación de la dirección del viento con la altura sobre terreno abierto, porque resulta muy pequeña y no merece la pena.

En un terreno desigual o que presente obstáculos, tanto la velocidad como la dirección del viento pueden afectarse considerablemente. Con frecuencia resulta posible estimar la velocidad que corresponde a una exposición normal. Por lo general no se trata de hacer una estimación de la correspondiente dirección del viento y se deja a los usuarios de los datos que los apliquen de la forma que estimen conveniente.

4.3.2 Anemómetros en tierra

La localización normal de los instrumentos de medida del viento sobre un terreno llano es de diez metros por encima de dicho terreno. Se llama terreno abierto a una zona en donde la distancia entre el anemómetro y cualquier otro obstáculo es al menos diez veces la altura del obstáculo.

Cuando en un terreno abierto el anemómetro no pueda ser puesto a la altura normal, las velocidades observadas del viento pueden ajustarse para lograr estimar el viento a diez metros por encima del terreno, utilizando una variación media de velocidad del viento con la altura fundada en una forma simplificada de la ecuación de RelIman, es decir:

$$Vh = V_{10} [0.233 + 0.656 \log_{10} (h + 4{,}75)] \quad (4.2)$$

Donde Vh es la velocidad del viento a la altura de h metros y V_{10} es la velocidad del viento a diez metros por encima del terreno.

Se deben adoptar precauciones especiales para mantener el equipo de medida del viento exento de las acumulaciones de nieve recongelada y hielo. En algunas localidades puede ser conveniente disponer de un sistema de calefacción artificial para las partes expuestas, tales como un radiador de infrarrojo controlado por un termostato.

4.4 Observación de la dirección y velocidad del viento

En el reporte sinóptico se debe reportar la velocidad y dirección del viento de los últimos 10 minutos previos a la hora del reporte. La velocidad del viento corresponderá al promedio de los 10 minutos previos, y se reportara en metros por segundo. La dirección del viento, será la predominante en los 10 minutos.

4.5 Instrumentos de medición del viento (velocidad y dirección)

4.5.1 La veleta

La veleta consiste en una lámina metálica de forma rectangular (u otra forma apropiada) fija a una varilla metálica, que pivotea y es capaz de rotar alrededor de un eje vertical con un mínimo de fricción. El peso de la lámina de metal es equilibrado por un contrapeso metálico en el otro extremo de la varilla (Figura 4.1a). En lugar de una se pueden fijar dos láminas metálicas juntas, haciendo cierto ángulo con la varilla; un tipo desplegado de veleta (Figura 4.1b). Hay otros tipos de veleta que se muestran en la figura, pero los (a) y (b) son utilizados con mayor frecuencia.

Debido a que la presión del viento es aplicada a la lámina metálica del lado de barlovento del eje que pivotea, la veleta tiende a orientarse de manera tal que apunta por sí sola hacia la dirección de la cual proviene el viento.

La veleta tiende a sobrepasar y oscilar alrededor de su verdadera posición, por lo que es necesario una corrección.

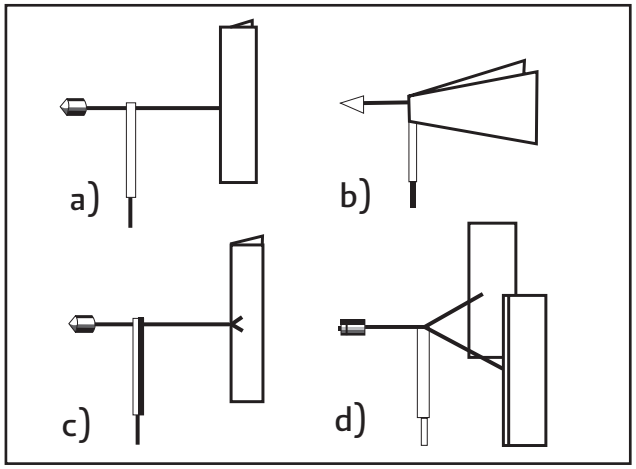


Figura 4.1 Tipos de veletas.

La siguiente ecuación general da la relación entre las distintas cantidades físicas responsables del comportamiento de la veleta común:

$$L.S.v^2.\rho.f(a) = M_f + M_l \quad (4.3)$$

Donde:

L = Longitud efectiva de la varilla de la veleta
S = Área superficial de la lámina metálica
v = Velocidad del viento
ρ = Densidad del aire
$f(a)$ = Una cantidad que es función del ángulo de ataque de la veleta en relación al vector viento
M_f = Momento creado por la fuerza de fricción
M_l = Momento creado por la inercia

Se consideran deseables las siguientes características de la veleta:

- Fricción mínima en el pivote.
- Coincidencia del centro de gravedad de la veleta con el centro de rotación (veleta equilibrada estáticamente).
- Un momento de torsión del viento máximo y un momento mínimo de inercia.

- Amortiguación suficiente para hacer la respuesta de la veleta aproximadamente aperiódica.
- Diseño durable, capaz de preservar las características detectoras de la veleta hasta la velocidad del huracán.

Los requisitos operativos referentes a la veleta pueden resumirse así:

- Intervalo operativo de la velocidad del viento: 0.5 a 50.0 ms^{-1}.
- Poder de resolución: 2° a 5°.
- Razón de amortiguación: un poco menor que 1 (admisible de 0.3 a 0.7).

El período de oscilación de la veleta depende de la velocidad del viento en una proporción casi inversa.

La veleta se utiliza en conexión con uno de los distintos convertidores de señales. Hay dos tipos de convertidores de señales de dirección del viento, usadas predominantemente en los anemómetros convencionales de teleindicación:

a) El potenciómetro circular de tres tomas
b) El transductor de ángulo de rotación selsyn

Las ventajas del potenciómetro de tres tomas como convertidor de señales son su simplicidad de diseño y de instalación. Sus defectos: rápido desgaste del potenciómetro y momento de torsión relativamente pequeño.

La resistencia de cada una de las tres líneas del cable de gran distancia del dispositivo está limitada a un valor especificado por el fabricante. Este impone ciertas limitaciones acerca de la distancia entre la veleta y el dispositivo indicador (registrador) (en algunos diseños es alrededor de 1500 m).

Se debe tener cuidado de que en la instalación del dispositivo de tres tomas de teleindicación no se intercambien las conexiones de los tres conductores del cable en los extremos, sea en la veleta o en la aguja indicadora. Las conexiones entrecruzadas provocarían un enorme error en la indicación de la dirección del viento. El convertidor de señales de ángulo de rotación selsyn, es un sistema de teleindicación más moderno.

Instalación de la veleta. Se acordó internacionalmente que la exposición estándar de la veleta y la del anemómetro sea sobre terreno abierto, nivelado, a una altura de 10 metros. El terreno abierto es definido como un área donde la distancia horizontal entre el instrumento y un obstáculo es por lo menos diez veces la altura del obstáculo por encima del suelo.

En una estación meteorológica el instrumento de medición del viento está habitualmente instalado en la punta de un mástil, de tal manera que las tazas del anemómetro se hallan 10 metros por arriba del nivel del suelo (Figura 4.2). La altura estándar para mediciones de viento es de 10 metros, pero para propósitos especiales, los instrumentos pueden instalarse en cualquier lugar y altura apropiados, adoptando las precauciones necesarias para asegurar datos de viento representativos.

El mástil tubular que sostiene el cabezal del sensor (2) debe estar provisto de escalones (9) de manera que el instrumento sea accesible al mantenimiento. Inmediatamente por debajo del cabezal del sensor pueden instalarse luces rojas de posición. Todos los cables usados (incluyendo los cables de alimentación (3)) deben ser resistentes a la intemperie. El mástil empotrado en una base de concreto y es sostenido adicionalmente por cables tirantes (7), que están anclados en la base de concreto y su tensión es ajustada por tornillos tensadores (8). En general se anclan cuatro cables en las esquinas de un cuadro formado sobre el suelo.

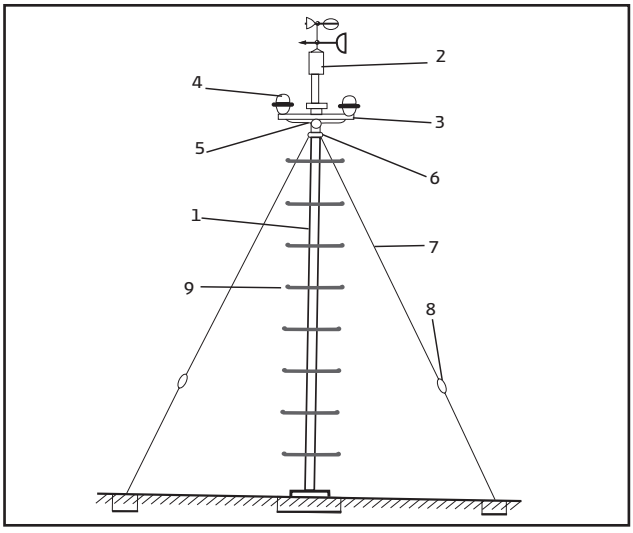


Figura 4.2 Mástil anemométrico.

Son fuentes de error:

- Subamortiguación de la veleta (menos de 0.3).
- Eje de rotación de la veleta no vertical.
- Que el centro de gravedad de la veleta no coincida con su eje de pivotear (nariz o cola de la veleta pesada).
- Excesiva fricción mecánica en los cojinetes de la veleta.
- Que el convertidor de señales no esté convenientemente ajustado al eje de la veleta y a la referencia del Norte.

La veleta y sus subconjuntos tienen poca necesidad de comprobaciones aún después de mantenimientos importantes. Bastaría un examen cuidadoso del instrumento respecto de posibles fuentes de error.

4.5.2 El anemómetro de placa

El anemómetro de placa (Figura 4.3) es también conocido como el anemómetro de Wild, nombre de su diseñador. Instrumento robusto pero poco satisfactorio para la medición de la dirección y velocidad del viento. Se trata en esencia de una placa metálica (5), capaz de oscilar como un péndulo respecto de un eje horizontal (8). El eje mismo y la escala del instrumento (7) van fijos a la veleta (4), de manera que la placa metálica tiene siempre un flanco expuesto al flujo del viento.

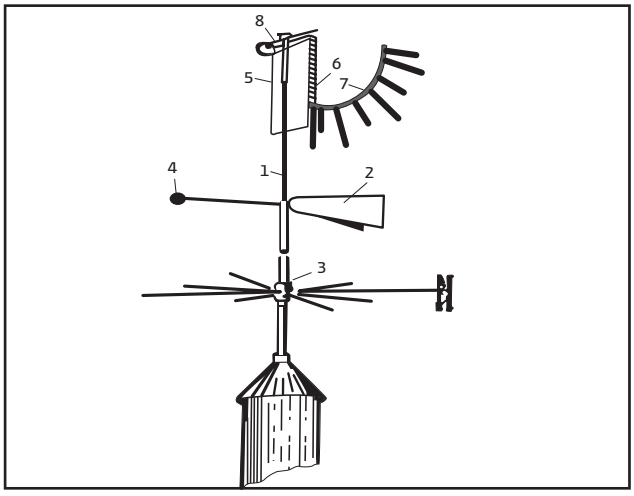


Figura 4.3 Anemómetro de placa.

Refiriéndonos a la Figura 4.4 podemos obtener una expresión analítica para la respuesta de la placa a la velocidad del viento.

La fuerza ejercida por el viento sobre una placa plana expuesta normalmente, de área superficial S, se puede representar así:

$$P_0 = c.\rho.S.v^2 \qquad (4.4)$$

Donde:

c = Coeficiente de arrastre (C ≈ 0.64)

ρ = Densidad del aire

v = Velocidad del viento

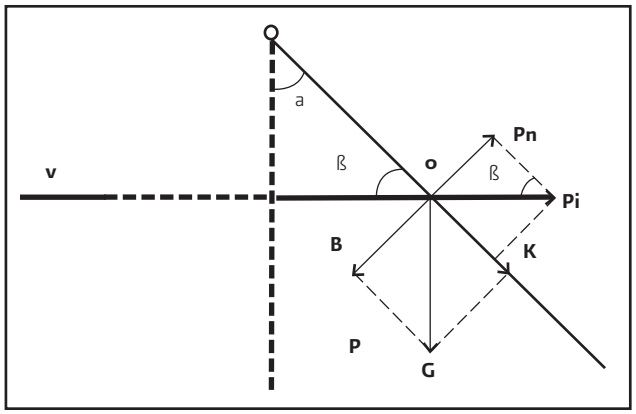


Figura 4.4 Diagrama vectorial de placa.

Del paralelogramo de fuerzas (Figura 4.4), el cual se puede imaginar como aplicado al "centro de presión", O, de la placa de presión, la ecuación (4.4) da:

$$P_t = c.\rho.S'.v^2 = c.\rho.S'.\cos(\alpha) \qquad (4.5)$$

Donde:

S' = S cos(α) = es el área efectiva de la placa.

La componente de sustentación "normal", P_n, está expresada como una función coseno de P_1:

$$P_n = P_1 \cos(a) = C.\rho.v^2.\cos^2(\alpha) \qquad (4.6)$$

La fuerza opuesta es una fuerza gravitacional:

$$B = G.sen(\alpha) \qquad (4.7)$$

G =Fuerza de gravedad.
En un estado de equilibrio con la placa metálica desviada por el viento a un cierto ángulo, a:

$$B = P_n \qquad (4.8)$$

Sustituyendo (4.6) y (4.7) en (4.8) da:

$$G = \frac{C.\rho.Sv^2 \cos^2(\alpha)}{\sin(\alpha)} \qquad (4.9)$$

Y finalmente:

$$v = \frac{G}{C.\rho} = \frac{\tan(\alpha)}{\cos(\alpha)} \qquad (4.10)$$

De la ecuación (4.10) se desprende que la respuesta de la placa de presión no es una función lineal de la velocidad del viento, y que depende de la densidad del aire. La densidad del aire varía con la presión atmosférica (altura sobre el nivel medio del mar) y la temperatura del aire. Esto requiere corrección de las lecturas del instrumento de acuerdo a la relación:

$$v_{corr} = v.b \qquad (4.11)$$

Donde:
b = Coeficiente de corrección de acuerdo a la tabla:

t°C/P (hPa)	1000	800	600
- 20	0.94	1.10	1.27
0	0.98	1.14	1.33
+20	1.00	1.18	1.37

El sensor de placa es de exactitud inferior; tanto la veleta como la placa son sistemas de medición de segundo orden y tienden a oscilar. El anemómetro Wild original no tiene amortiguación y hace falta una cierta experiencia para hacer mediciones correctas.

Son fuentes de error:

- Tendencia a oscilar alrededor del valor verdadero de la cantidad medida
- Fricción excesiva en los cojinetes
- Escala de exactitud pobre

4.5.3 Anemómetros de sensor rotativo

4.5.3.1 De Cazoletas

El anemómetro de cazoleta (Figura 4.5) está basado en el uso de un molinete con tres o cuatro tazas o cazoletas de plástico o aluminio montadas simétricamente alrededor de un eje vertical en los extremos de un número igual de brazos que sobresalen del cubo del molinete. Debido a que la fuerza del viento es mayor sobre el lado cóncavo de la taza en comparación con el lado convexo, la corriente de aire hace rotar el molinete. Para un anemómetro de cazoleta dado, existe una velocidad de viento mínima que pondrá en movimiento el anemómetro de cazoleta según la fricción en los cojinetes del molinete y los parámetros de diseño del instrumento.

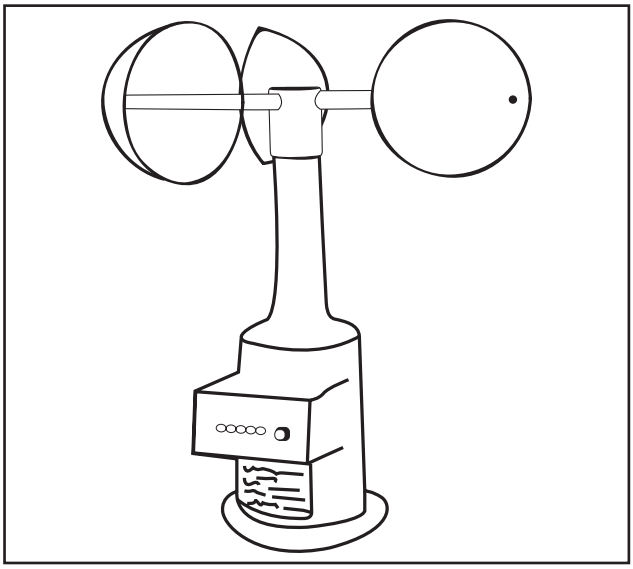


Figura 4.5 Anemómetro de cazoletas

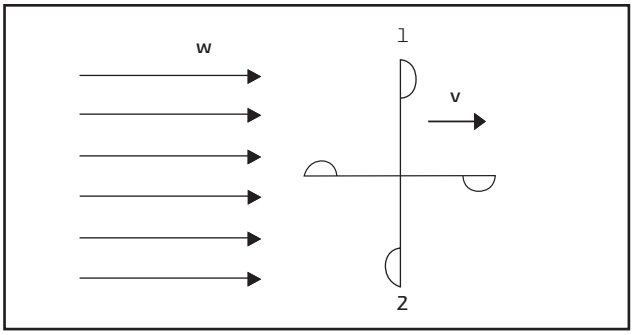


Figura 4.6 Diagrama de fuerzas de un anemómetro de cazoletas.

La velocidad de rotación no depende ni de la dirección del viento ni en grado apreciable de la densidad del aire. Robinson introdujo el anemómetro de cazoleta basándose en la siguiente teoría:

Como se mencionó anteriormente, la cantidad de fuerza responsable de la rotación es debida a la diferencia del valor de los coeficientes de resistencia aerodinámica C1 y C2 de una taza, cuando está expuesta al viento con sus lados cóncavo o convexo. Con una rueda de cuatro cazoletas (Figura 4.6), se cumplen las siguientes relaciones:

$$C_1(w-v) = C_2(w+v) \qquad (4.12)$$

$$C_1 / C_2 = (w+v)/(w-v) \qquad (4.13)$$

Donde:

F1 = Fuerza que actúa sobre la cazoleta No. 1
F2 = Fuerza que actúa sobre la cazoleta No. 2
w = Velocidad del viento
v = Velocidad de rotación de la rueda de cazoletas
ρ = Densidad del aire
S = Área de la sección transversal de la cazoleta
C_1 =Coeficiente de resistencia aerodinámica del lado cóncavo
C_2 =Coeficiente de resistencia aerodinámica del lado convexo

Si a una velocidad del viento dada, w, se alcanza una velocidad de rotación v (Fl = F2), las ecuaciones (4.12) y (4.13) quedan:

$$C_1(w-v) = C_2(w+v) \qquad (4.14)$$

$$C_1 / C_2 = (w+v)/(w-v) \qquad (4.15)$$

Sustituyendo en la ecuación (4.15) la razón C1/C2 determinada experimentalmente con una exactitud del 2 por ciento, queda:

W/v = 3

Experimentos realizados en distintas condiciones de velocidad del viento con anemómetros de diferentes parámetros de diseño han probado que la razón w/v varía ligeramente. Una relación válida sobre el total de la gama meteorológica de velocidades del viento es:

$$w = w_o + Av + Bv^2 [ms^{-1}] \qquad (4.16)$$

Donde:

wo = Velocidad mínima del viento capaz de poner en movimiento la rueda
v = Velocidad de giro de la rueda de cazoletas
A = Coeficiente según el diseño de la rueda de cazoleta
B = Coeficiente según diseño: B=0,0001*A

En un viento estacionario la rueda de cazoletas funciona bien para valores de viento de casi 0.5 m s-1. Sin embargo, con vientos racheados, tiende a leer una velocidad del viento media más alta que la real. Esto se debe a que la rueda de tazas, a causa de su inercia, acelera más rápidamente con una velocidad de viento creciente que lo que desacelera con velocidad del viento decreciente.

Se ha investigado extensamente el comportamiento de la rueda de cazoleta con viento racheado. Schrenk ha sugerido el siguiente parámetro adimensional, K, referente a la sobrevaloración de la velocidad del viento por parte del sensor de cazoleta:

$$K = \frac{0.55\rho R^2 r^2 Tv}{I} \qquad (4.17)$$

Donde:

T = Periodo de la variación de la velocidad del viento
v = Velocidad media del viento
t = Densidad del aire
R = Radio del círculo descrito por el centro de las cazoletas
r = Radio de las cazoletas
I = Momento de inercia de las partes rotativas de la rueda de cazoletas

La sobrevaloración de la velocidad del viento es proporcional a 1/K. En la relación anterior se pone en evidencia la fuerte dependencia de la sobrevaloración

de la velocidad media del viento, de los parámetros de diseño de la rueda de cazoletas, así como de los parámetros de viento.

Ha quedado establecido experimentalmente, que la respuesta de la rueda de cazoletas a una variación repentina de la velocidad del viento se desvía de una respuesta exponencial. En general, la velocidad de respuesta es más firme a velocidades del viento más altas.

Las fuentes de error son:

a) Aumento gradual de la fricción en los cojinetes con el tiempo
b) Variación de propiedades aerodinámicas y peso debido a formación de hielo
c) Daños en la rueda de cazoletas

4.5.3.2 De hélice

La hélice (Figura 4.7) es un sensor rotativo distinto para la velocidad del viento. La teoría de la hélice fue bastamente desarrollada en relación con el vuelo de aviones. Con su construcción específica, siendo realmente un segmento muy limitado de un "tornillo", la hélice del aeroplano sé «atornilla» en el aire y su rotación empuja el aeroplano. La función de la hélice puede ser invertida, con el aire moviéndose con respecto a las palas de la hélice. La presión del aire sobre las palas haría que la hélice gire con una velocidad de giro que es función de la velocidad del viento. A fin de que funcione convenientemente como un sensor de velocidad del viento, el eje de la hélice debe ser paralelo al vector viento.

El sensor de velocidad del viento de hélice consiste en un cubo, al cual se hallan simétricamente sujetas dos o más palas, colocadas a un ángulo con respecto al viento denominado ángulo de ataque (Figura 4.8).

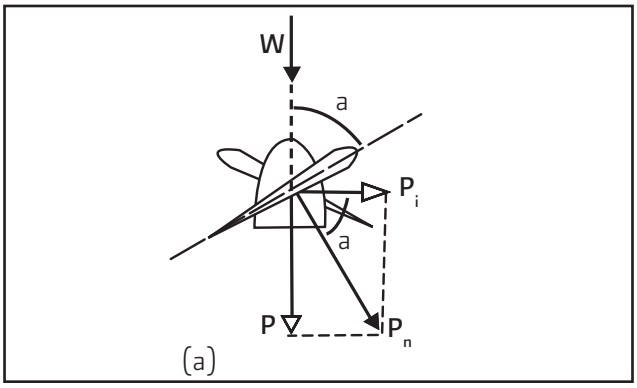


Figura 4.8 Los parámetros del sensor de hélice.

En la Figura 4.8 (a) se da el diagrama de las fuerzas que actúan sobre la pala de la hélice, donde:

w = La dirección del vector viento
P =Componente de la fuerza axial (neutralizada por la acción de los cojinetes)
Pt =Componente tangencial (haciendo que gire la hélice)
Pn =La fuerza del viento que actúa normalmente sobre la pala (en realidad Pn es desviado un pequeño ángulo a de su posición "normal", en una dirección que se aleja de Pi)

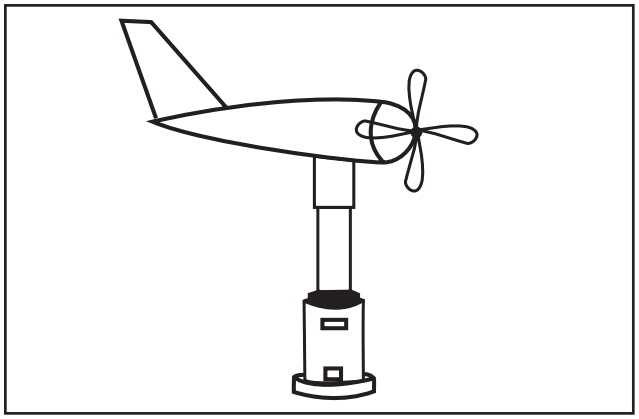


Figura 4.7 Anemómetro de hélice.

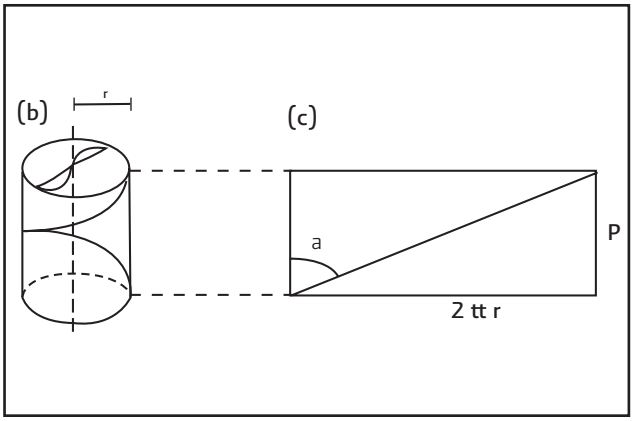


Figura 4.8 A

En la Figura 4.11 (b) se muestra la trayectoria helicoidal de la hélice, y en la Figura 4.11 (c) se presenta la misma trayectoria helicoidal y "desplegada". Se cumplen las siguientes relaciones:

2π r/t = v (velocidad de rotación de la hélice).
P/t = w (velocidad del viento, t = tiempo).

$$v / w = tg(\alpha) \qquad (4.18)$$

En realidad, la relación que muestra la respuesta de la hélice a la velocidad del viento debería tomar en cuenta las peculiaridades de diseño del sensor mediante un coeficiente, A, aproximadamente igual a 1:

Donde:
B = 1/A tg α
La relación lineal entre w y v es una ventaja.

Si A = 1 y a 45°, w = v, comparado con w = 3v en el sensor de cazoleta.

Se halló que, en realidad, el ángulo óptimo de ataque de las palas es de alrededor 40°. Una desviación del eje de hélice de ± 18° de la dirección del vector viento provoca un error de medición de la velocidad del viento de hasta un 2%. Se debe mencionar que la variación de la densidad del aire con la elevación del lugar de medición afecta la exactitud de medición del sensor de hélice en menos del 1 %.

Debido a la velocidad de giro relativamente alta de la hélice, su aplicación está habitualmente limitada a una gama de velocidad del viento que va de 0 a 40 ms^{-1}.

Al igual que la rueda de cazoletas, el sensor de hélice también sobrevalora la velocidad media de un viento racheado, pero en menor medida. El ángulo de ataque de los sensores de hélice de precisión no es una constante, sino que decrece desde el cubo hacia la punta de la pala, en función de la velocidad de giro creciente de la sección de la pala.

Son fuentes de error:

a) El aumento gradual de la fricción de los cojinetes con el tiempo.

b) Desviaciones del eje de la hélice de la dirección del vector viento en más de 20°.

Los sensores rotativos para indicar su velocidad requieren de un convertidor de señal, y existen de diferentes tipos:

El interruptor de contacto eléctrico. Éste puede ser un interruptor puramente mecánico controlado por leva, a su vez controlada por un tomillo sin fin o un dispositivo de relé de láminas de imán permanente. En ambos casos la frecuencia del tren de impulsos eléctricos obtenida, que es proporcional a la velocidad del viento, se mide con la ayuda de un frecuencímetro.

El convertidor de interruptor de haz luminoso consiste en una fuente de luz (bombilla o LED), un disco perforado fijo al eje del sensor rotativo y un fotodiodo.

El convertidor de señales del generador de corriente continua para sensores rotativos es un dispositivo robusto y tiene una salida lineal. Su deficiencia principal estriba en que el generador crea un momento de torsión que, agregado a la fricción de los cojinetes del sensor, eleva el umbral de velocidad del viento del instrumento.

Para propósitos de teledetección de velocidad del viento se usa una clase especial de generador de corriente alterna. La tensión de salida del generador de corriente alterna es también una función lineal de la velocidad de rotación de su rotor; un imán permanente.

4.5.4 Anemómetros que miden el recorrido del viento

Los anemómetros de sensor rotativo, basados en la conversión de velocidad del viento a frecuencias pueden también construirse para indicar el recorrido del viento, en lugar de la velocidad del mismo. Habitualmente el indicador es un contador digital de tipo mecánico accionado por un engranaje de conversión apropiado entre el eje del sensor y el árbol del contador.

El anemógrafo potenciométrico (de tres tomas) circular eléctrico es una versión registradora de la veleta potenciométrica de tres tomas (Figura 4.9).

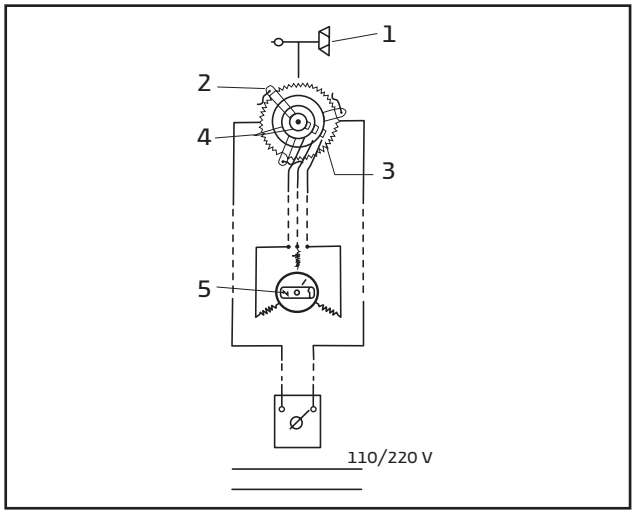


Figura 4.9 Circuito del sistema potenciométrico de anillo de tres tomas tipo Fuess.

El eje de la veleta (1) va conectado al eje del potenciómetro (2), el que a su vez es alimentado por un rectificador principal en dos puntos diametralmente opuestos del devanado. Mediante los tres contactos deslizantes, anillos y escobillas (4), (3) y el cable tripolar, las tres tensiones de mando alimentan los devanados del mecanismo de registro (5).

En la Figura 4.10 el rotor del imán permanente (1) acciona las plumillas registradoras mediante el engranaje (2). El diagrama de registro, arrollado sobre un cilindro accionado por mecanismo de relojería, está graduado en tres escalas diferentes: la escala de dirección del viento, graduado en grados desde el norte hacia el este, sur y oeste hasta el norte nuevamente (un tercio del diagrama); escala de velocidad del viento de diez minutos, graduada en nudos; y la escala de velocidad del viento instantáneo, también graduada en nudos.

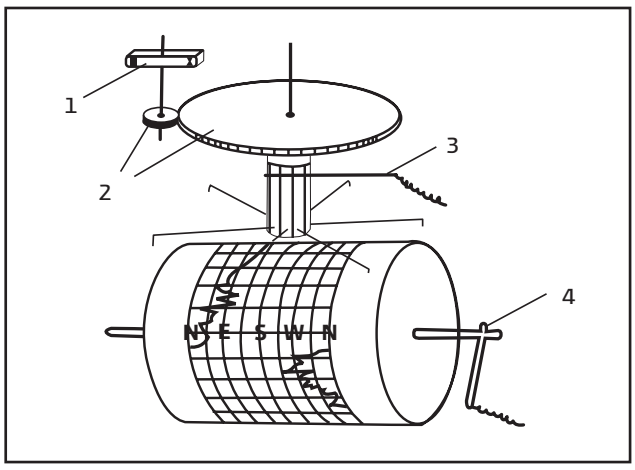


Figura 4.10 Engranaje de registro de la dirección del viento tipo Fuess.

El registro se efectúa pasando una corriente eléctrica con la ayuda de contactos deslizantes (Figura 4.10) (3), (4), a través de papel electrosensible especial. Las puntas aguzadas de las plumillas de alambre fino dejan un trazo delgado en el punto de contacto con el papel electrosensible. Hay seis plumillas fijas al eje del tren de engranajes de registro. Las plumillas están dispuestas de manera que en el momento en que la veleta pasa a través del punto norte, una plumilla deja el margen del diagrama, mientras otra plumilla efectúa el registro en el otro margen.

Debido a la favorable relación de transmisión del engranaje de registro, la fricción de la plumilla sobre el papel no afecta la exactitud del registro de dirección del viento. La Figura 4.11 muestra una vista general del registro con el dispositivo de registro de velocidad instantánea (1), dispositivo de registro de velocidad media (2) y el dispositivo de registro de dirección del viento (3).

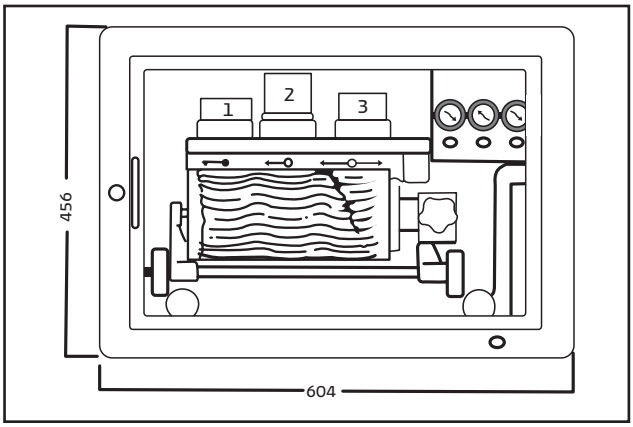


Figura 4.11 Dispositivo de registro de la velocidad y dirección del viento.

El convertidor de señales del sensor de velocidad del viento de rueda de cazoletas es un generador de c.a., y el mecanismo de registro trabaja sobre el principio del voltímetro, siendo la aguja indicador reemplazada por una plumilla de registro.

El promedio de diez minutos de velocidad del viento se obtiene de la rotación del anemómetro de cazoleta que acciona un contacto eléctrico. El contacto es cerrado después de m recorrido determinado del viento. El

correspondiente impulso eléctrico obtenido por el cierre del contacto acciona un motor paso a paso con mecanismo de relojería modificado, que hace girar la plumilla registradora a través de un pequeño ángulo fijo. Después de un intervalo de diez minutos, un contactor eléctrico devuelve la plumilla de registro a su posición inicial. Por lo tanto, el trazo sobre el diagrama registra promedios de diez minutos sucesivos de la velocidad del viento.

Los sensores de velocidad y dirección del viento del anemógrafo son instalados, en la parte superior de un mástil de diez metros de altura como en el caso del anemógrafo de tubo de presión.

Aunque basado en el mismo principio, el anemógrafo potenciométrico de tres tomas difiere del anemómetro por su unidad de registro. Además de las causas de error ya descritas en relación con el anemómetro, deben también mencionarse las inexactitudes del registro de dirección del viento debido al "pintado" del registrador de dirección. Este fenómeno de "pintado", es decir, la plumilla registradora barriendo la escala en movimientos amplios y oscilantes, es una consecuencia de la subamortiguación de la veleta.

4.5.5 Otros Instrumentos para medir la velocidad del viento

Anemómetros (anemógrafos) de tubo de presión, que se basan en el principio de Bernulli, termoanemómetros, basados en el principio de transmisión de calor convectivo entre el sensor y la corriente de aire, estos instrumentos son adecuados para medir velocidades del viento en centímetros por segundo, otros anemómetros están basados en principios sónicos y ópticos.

4.6 Calibración

Dos actividades principales de comprobación y calibración se consideran como típico de un laboratorio de anemómetria.

- Calibración y control de rutina de anemómetros (anemógrafos) de campo.
- Comprobación de estudios experimentales de instrumentos para medir el viento.

En relación a otros instrumentos meteorológicos para trabajo operacional, los anemómetros tienen una frecuencia relativamente menor de comprobación, especialmente aquellos que tienen sensores de diseño moderno.

En la rutina de calibración existen dos tipos de túneles de viento:

De circuito abierto, es un dispositivo de prueba de diseño simple, de escaso rendimiento, con las siguientes desventajas: ruido y corrientes de aire en la vecindad del equipo de prueba una limitada gama de velocidades de aire y generalmente, velocidad de aire máxima más baja, fluctuaciones de temperatura y turbulencia más grandes en la corriente de aire.

De circuito cerrado, existen dos tipos de este dispositivo y son de conducto de túnel de viento en un modelo de plano vertical y de túnel de viento de un modelo de plano horizontal. Dispositivo que permite la regulación de precisión de la velocidad del viento de la corriente de aire dentro de los límites de 1 a 40 ms^{-1}; la regulación del motor permite controlar la corriente de aire.

El instrumento de medición de la velocidad de aire básico en uso para propósitos de calibración y comprobación es el tubo de Pitot y micromanómetros de Krell combinado. Debe recordarse que las diferencias de la presión medida a distintas velocidades del aire de prueba son bastantes pequeñas.

Un cambio de velocidad de 1 ms^{-1}, es una diferencia de presión de alrededor de 0.06 mm de columna de agua.

Un cambio de velocidad de 20 ms^{-1}, es una diferencia de presión de alrededor de 25 mm de columna de agua.

Una diferencia de presión de corriente de aire de un milímetro de columna de agua es igual a un kilogramo por metro cuadrado a una temperatura de 4 °C.

Las normas de calibración para algunos instrumentos de medición son los siguientes:

Anemómetro de placa pesada (tipo Wild):

i) Dentro del intervalo de velocidad de viento de 1 a 8 ms^{-1}, el error debe ser menor de 0.5 ms^{-1}.
ii) Arriba de una velocidad de viento de 8 ms^{-1} el error admitido deberá ser inferior a 1 ms^{-1}.
iii) El error de dirección del viento en todos los sectores deberá permanecer inferior a 10 °.

Anemómetro mecánico de mano:

i) Umbral de velocidad inferior a 0.8 ms^{-1}.
ii) Los desvíos de los valores de medición deberán ser inferiores a:
± 0.05 ms^{-1} dentro del intervalo de 1.5 ms^{-1}.
± 0.01 ms^{-1} dentro del intervalo de 5 a 20 ms^{-1}.

Anemómetro manual de tipo inductivo:

i) El umbral de velocidad inferior debe ser inferior a 1.5 ms^{-1}.
ii) Los desvíos de los valores de prueba de la curva media deben permanecer inferiores a ± (0.5 + 0.05v) ms^{-1}.

Anemógrafo eléctrico:

i) Umbral de la velocidad inferior a 1 ms^{-1}.
ii) Los desvíos de los valores de prueba de la curva media deben permanecer inferior a ± (0.5 + 0.02v) ms^{-1}.
iii) La exactitud de la veleta de viento debe ser mejor que ± 10 ° a v = 2 ms^{-1}.

Los instrumentos rechazados son devueltos al taller para una segunda revisión y reparación eventual.

4.7 Procedimiento para determinar promedios de viento

La normatividad de la Organización Meteorológica Mundial, señalada en el Manual de Claves Internacionales, Volumen I.1 Parte A Claves Alfanuméricas OMM No. 306, edición 1995, Párrafo 75.7.1, indica la necesidad de reportar el valor del viento medio o promedio (resultante vectorial). Tratando de sujetarnos a las normas anteriores, se elaboró el presente manual para los observadores que atienden la red nacional de estaciones meteorológicas y climatológicas.

La red de estaciones meteorológicas, realiza mediciones de variables atmosféricas en intervalos de tiempo muy corto (cada tres horas, cada hora o en periodos más cortos); dichas mediciones son utilizadas para pronósticos a muy corto plazo (menor de 24 horas), corto plazo (de 24 a 72 horas), mediano plazo (de 72 horas a 10 días) y largo plazo (mayor de 10 días). Estas estaciones reportan los valores de viento máximo y viento dominante.

La mayoría de las variables meteorológicas, como lo son la temperatura, la presión o la humedad, quedan perfectamente definidas por un número y la unidad de medición: 18.5°C, 989 mb, 30% respectivamente. Estas son variables escalares y su valor promedio se obtiene como su media aritmética (Se suman los valores y se divide entre el número total de ellos).

El viento es una variable que requiere no sólo del valor de su velocidad, sino además de la dirección, por ejemplo viento NNE de 8.5 m/s. Este tipo de variables se conocen como **variables vectoriales** y se **representan por vectores**. Si se realizan varias mediciones durante una hora y se quiere conocer el viento promedio, es necesario obtener la resultante vectorial, que es lo que se explicará en el presente manual.

4.7.1. Procedimiento de cálculo

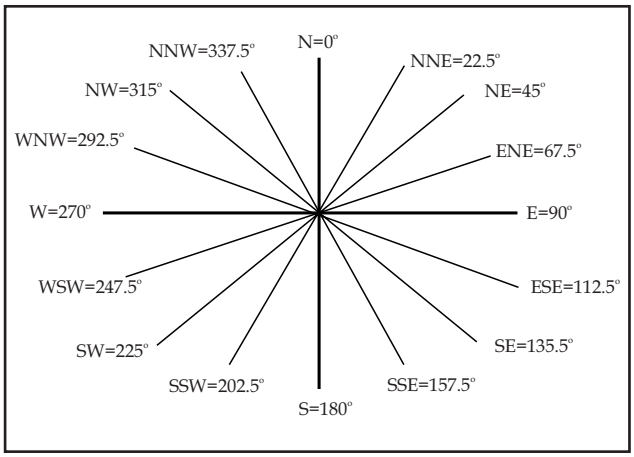
Para la mejor compresión del presente procedimiento de cálculo, se sugiere revisar la parte de vectores de algún buen libro de física elemental.

Antes de entrar a los detalles para estimar una resultante vectorial, es necesario definir los siguientes conceptos básicos:

- El viento se representa por un vector. La longitud del vector será proporcional a la magnitud del viento, y su dirección coincidente con la dirección del viento. Más adelante se muestran las 16 direcciones utilizadas comúnmente, sobre la rosa de los vientos.
- Como el viento varía en el tiempo, cada medición se representa por un vector diferente. Para calcular el viento promedio en un intervalo de tiempo, por ejemplo en una hora, es necesario calcular la resultante de todos los vectores.
- El método gráfico para trabajar vectores es muy satisfactorio si se es un buen dibujante, se tiene paciencia y se dispone de regla, papel cuadriculado y transportador.
- Existe un método más conveniente para quienes inviertan un poco de tiempo y aprendan las reglas básicas de la trigonometría.

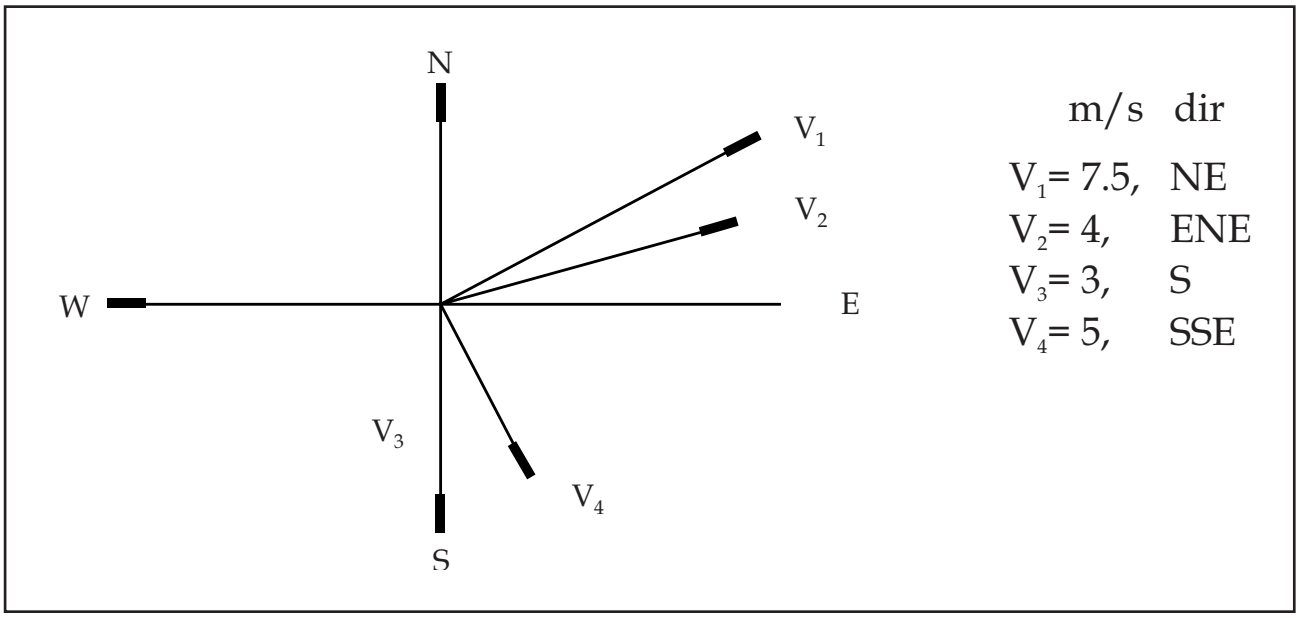
- En las estaciones de superficie y de radiosondeo la dirección del viento se toma de donde sopla, es decir de donde viene. Los ángulos o direcciones del viento se miden en el sentido de las manecillas del reloj, tomando como punto de referencia el norte geográfico.

La rosa de los vientos tal como se le usa tradicionalmente, está dividida en 16 direcciones, entonces hay 360°/16 = 22.5°.



- Si tomamos en un plano los ejes **S-N** y **W-E** quedan definidos 4 cuadrantes: ***N-E; E-S; S.W*** y ***W-N***. Si al eje N lo hacemos girar en el sentido de las manecillas del reloj una vuelta completa tendría 360°. Los ejes de referencia se consideran positivos en la vertical, del origen hacia el norte y la horizontal, del origen hacia el este.
- Si convenimos que el N es (+) y el S es (-); al E es (+) y el W es (-) entonces algo que vaya en esas direcciones será (+) o (-).
- Un vector en un plano coordenado se puede descomponer en dos proyecciones: una sobre el eje horizontal y otra en el vertical. También un vector, que es una representación de una magnitud física, se puede desplazar paralelamente a sí mismo o sobre su misma línea de acción.
- El punto de intersección de los ejes **S-N** (que corresponde a la componente "**Y**") y **W-E** (que corresponde a la componente "**X**"), es el punto en que se encuentra el observador.

En la gráfica siguiente se muestran algunos ejemplos de cómo se representa el viento.



Pasos para el cálculo de una media de viento (resultante vectorial)

La solución analítica consiste en la ejecución de las siguientes operaciones:

1. Determinación de las componentes "X" y "Y".

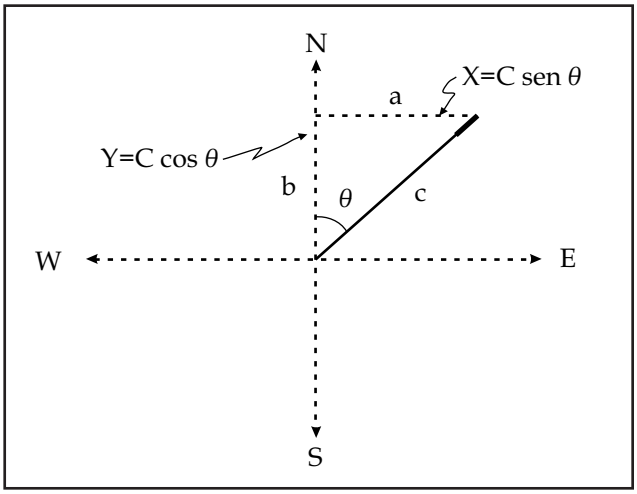
Cada vector se descompone en dos componentes. En el caso del viento coinciden con los ejes W-E y S-N.

- Determinación de la componente "X" o (W-E) :

  X= C x sen (θ)

- Determinación de la componente "Y" o (S-N):

  Y= C x cos (θ)



Nota : Cuando estamos determinando las componentes "X" y "Y", parecerá que se invierten las funciones trigonométricas (de acuerdo a como se explica en los libros elementales de física) ya que el ángulo, se referencia con respecto al norte verdadero, y no con respecto al eje horizontal.

2. Se suman las componentes "Y" para dar la componente resultante en la dirección S-N y las componentes "X", para dar la componente resultante en la dirección del eje W-E.

3. Cálculo de la velocidad promedio o magnitud del vector viento medio.

Para la velocidad promedio del viento se empleara la siguiente ecuación:

$$Vr = \sqrt{\frac{(\sum X)^2 + (\sum Y)^2}{N^2}}$$

Donde:
ΣX= Sumatoria de las componentes X
ΣY= Sumatoria de las componentes Y
N = Número de componentes

4. Cálculo de la dirección del viento promedio.

Para el cálculo de la dirección promedio del viento se debe utilizar la siguiente formula.

$$\theta = \arctan [\Sigma X / \Sigma Y]$$

Debido a que la función arcotangente no puede reconocer si se trata de un ángulo del primer o tercer cuadrante, donde la tangente es positiva, o de un ángulo del segundo o cuarto cuadrante donde la tangente es negativa, es necesario tomar en cuenta la dirección de cada una de las componentes del vector resultante para saber a que cuadrante pertenece. Para esto, se seguirán las siguientes reglas:

Cuadro 4.4. Correcciones para determinar la dirección real del viento

Condición	Para obtener la dirección correcta (o ángulo de la resultante)
Si las sumas de las componentes "X" y "Y" son positivas	Pertenece al 1° cuadrante NE $\theta = \theta'$
Si la suma del componente "X" es positiva y la suma de la componente "Y" es negativa	Pertenece al 2° cuadrante SE θ' resultará negativo, réstelo de 180 o $\theta = 180 - \theta'$
Si la suma del componente "X" es negativa y la suma de la componente "Y" es positiva	Pertenece al 4° cuadrante NW θ' resultará negativa réstelo de 360 o $\theta = 360 - \theta'$
Si las sumas de los componentes "X" y "Y" son negativas	Pertenece al 3° cuadrante SW sumar 180 +θ' o $\theta = 180 + \theta'$

Nota: **Se debe considerar que las componentes hacia abajo e izquierda son negativas; las componentes hacia arriba o hacia la derecha son positivas Si convenimos que el N es (+) y el S es (-); al E es (+) y el W es (-) entonces algo que vaya en esas direcciones será (+) ó (-).**

4.7.2. Ejemplos para estimar promedios de la dirección y velocidad del viento en un observatorio sinóptico y de radiosondeo

Ejemplo 1. Cómo estimar el promedio de la dirección y la velocidad del viento horario, en una estación sinóptica.

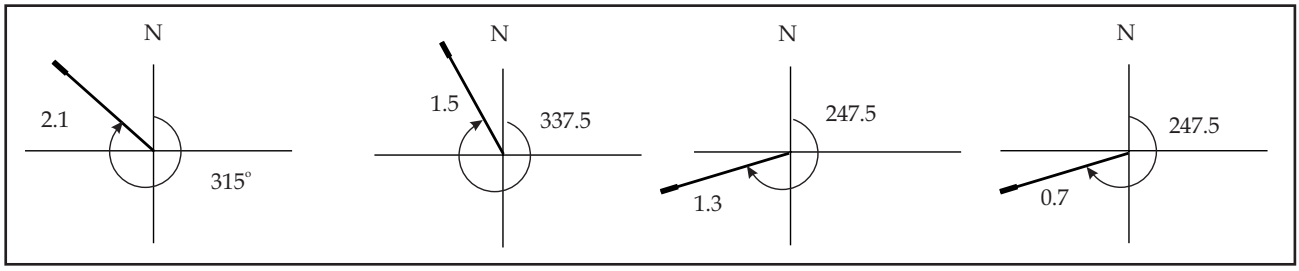
Partiendo de la forma SMN/82/SI/00 en la que a nivel horario se registra el viento promedio, en las estaciones sinópticas de superficie, tomamos dos horas para ejemplificar.

Cuadro 4.5 Registro de direcciones y velocidades del viento deducidos de los diagramas del anemocinemógrafo

Hora.min	Velocidad en m/s	Dirección referida a puntos cardinales	Dirección en grados
0.15	2.1	NW	315.0
0.30	1.5	NNW	337.5
0.45	1.3	WSW	247.5
1.0	0.7	WSW	247.5
Sumas			
Medias			
Dominante			
Máxima			

Hora:min	Velocidad en m/s	Dirección referida a puntos cardinales	Dirección en grados
0.15	0.3	SSW	202.5
0.30	1.5	NE	45
0.45	2.1	E	90
1.0	0.8	NE	4
Sumas			
Medias			
Dominante			
Máxima			

Dándose a los 0:15 minutos, una velocidad de 2.1 m/s con una dirección de 315° y así sucesivamente todos los demás. Esquemáticamente quedan representados de la siguiente forma:



1.- Determinación de los componentes "X" Y "Y".
En el siguiente cuadro se calculan cada una de los componentes, por ejemplo la componente "X" del primer vector está dada por:

X= (2.1 m/s) x sen (315) = -1.48 m/s
negativa porque es hacia el oeste.

El componente "Y" se calcula de la siguiente manera:
Y= (2.1 m/s) x cos (315) = 1.48 m/s
positiva porque está dirigida al norte.

Del mismo modo, se determinan las componentes "X" y "Y" para los demás cuartos de hora.

2.- Se suman los componentes "Y" para dar el componente resultante en eje S-N y los componentes "X", para dar el componente resultante en eje W-E.
Se suman los componentes en cada dirección. Los resultados se muestran en el siguiente cuadro.

Para la determinación de la dirección real del viento se analizan los signos de los componentes "X" y "Y", se siguen las reglas del cuadro 4.4.
Dirección = 360 - 62 = 298°
Valor de la dirección promedio del viento en esa hora es 298°

4.- Cálculo de la velocidad promedio o media de la hora analizada.

$$Vr = \sqrt{\frac{(\sum X)^2 + (\sum Y)^2}{N^2}}$$

$$Vr = \sqrt{\frac{(3.9)^2 + (-2.1)^2}{4^2}}$$

$$Vr = \sqrt{\frac{(15.21) + (4.41)}{16}}$$

$$Vr = 1.10$$

Velocidad promedio o media del viento (vr) = 1.10 m/s

Cuadro 4.6. Resultados de los componentes X y Y, del ejemplo citado, (unidades en m/s).

hora:min	Velocidad (V) m/s	Dirección (D) grados	X = V. Sen (D)	Y = V . Cos(D)
0:15	2.1	315.0	-1.49	1.48
0:30	1.5	337.5	-0.58	1.38
0:45	1.3	247.5	-1.20	-0.50
1:00	0.7	247.7	-0.65	-0.27
Sumas			-3.92	2.09

3.- Cálculo de la dirección del viento promedio
θ = arctan [Σ X /Σ Y]
θ = arctan [-3.90/+2.1] = -61.9°
Redondeando a enteros: θ = -62

Ejemplo 2. Cómo se estima la velocidad y dirección del viento promedio mensual en los radiosondeos.

Cuadro 4.7 Datos de dirección del viento a diferentes niveles (en grados).

DÍA	700	500	400	300	250	200	150	100
1	275	270	250	230	260	///	260	245
2	250	245	210	205	200	///	///	///
3	255	255	190	210	215	250	255	245
4	165	265	225	265	///	///	305	310
5	190	265	260	245	315	300	305	220
6	055	270	250	210	245	205	230	220
7	200	255	245	255	255	255	245	260
8	205	245	245	255	245	250	255	225
9	190	270	250	245	265	260	220	265
10	250	265	260	280	285	280	255	280
11								
12	065	345	315	350	///	335	315	275
13	035	320	330	305	360	280	270	270
14	045	285	315	300	280	300	285	325
15								
16	045	320	220	250	265	270	275	260
17	340	290	245	260	240	265	255	300
18								
19	270	250	255	260	280	265	270	275
20	255	///	245	275	255	250	///	///
21	195	285	250	250	260	265	270	280
22	235	285	260	245	245	255	270	240
23	///	///	///	///	///	///	///	///
24								
25	275	315	335	310	320	295	280	///
26	230	275	275	280	285	270	265	300
27	225	255	215	255	255	275	255	///
28	170	250	245	240	265	265	260	260
29	250	260	245	230	260	260	///	///
30	///	///	///	///	///	///	///	///
VALOR DE nV	6	7	6	6	8	9	9	9

.- No se realizó el sondeo.

/// .- No se dispone de ese dato

Cuadro 4.8. Datos de velocidad del viento a diferentes niveles (en nudos).

DÍA	700	500	400	300	250	200	150	100
1	15	17	33	27	23	//	50	25
2	16	12	23	25	26	//	//	//
3	16	53	29	38	30	29	25	32
4	09	12	30	32	//	//	66	03
5	05	11	22	15	18	21	33	14
6	04	05	12	22	08	14	24	12
7	15	07	36	29	35	33	35	42
8	10	10	26	33	46	51	54	28
9	11	11	26	38	42	44	43	33
10	16	19	29	31	28	34	35	43
11								
12	06	13	33	32	//	16	20	12
13	07	12	36	17	23	26	24	12
14	04	14	17	23	24	22	21	20
15								
16	05	05	21	24	27	22	23	30
17	02	06	21	36	32	30	64	21
18								
19	19	18	41	44	56	58	65	49
20	15	//	50	52	48	54	//	//
21	12	39	48	52	55	67	82	58
22	03	17	51	67	69	93	91	61
23	//	//	//	//	//	//	//	//
24								
25	03	09	37	41	47	60	63	//
26	06	07	09	18	37	53	45	20
27	04	23	30	35	45	68	51	//
28	05	18	38	46	65	69	69	29
29	16	25	46	64	71	82	//	//
30	//	//	//	//	//	//	//	//
VALOR DE nV	6	7	6	6	8	9	9	9

.- No se realizó el sondeo.

// .- No se dispone de ese dato

A continuación se muestra la metodología para la determinación de los datos de viento, lo cual se realizará con la información del nivel de los 700 hPa.

Para el día 1 se tiene: Velocidad = 15 nudos
Dirección: 275°

1.- Determinación de los componentes "X" Y "Y"

- Determinación de el componente "X":
  X = 15 x sen (275) =-14.94 nudos
- Determinación de el componente "Y":
  Y= 15 x cos (275) = +1.307 nudos

Del mismo modo, se determinan los componentes "X" y "Y" para los demás días en el nivel de los 700 hPa. Los resultados se muestran en la siguiente tabla (unidades en nudos).

2.- Se suman: los componentes "y" para dar el componente resultante en eje N-S y los componentes "X", para dar el componente resultante en eje W-E. Ver cuadro 4.9.

3.- Cálculo de la dirección promedio mensual del viento en grados, al nivel de los 700 hPa.

θ = arctan [Σ X / Σ Y]
θ = arctan [-115.50 /-76.59] = 56.45°
Redondeando a enteros: θ = 56

Para la determinación de la dirección real del viento, se seguirán las reglas del cuadro 4.4
En nuestro caso, las sumas de ambos componentes son negativas, por lo tanto:
Dirección Real = 180 + 56 = 236°

Valor de la dirección promedio al nivel de 700 hPa: 236°

Cuadro 4.9. Resultados de las componentes "X" y "Y" a 700 hectopascales

DÍA	Vel (nudos)	Ángulo	X	Y
1	15	275	-14.94	1.31
2	16	250	-15.04	-5.47
3	16	255	-15.45	-4.14
4	09	165	+2.33	-8.69
5	05	190	-0.87	-4.92
6	04	055	3.28	2.29
7	15	200	-5.13	-14.10
8	10	205	-4.23	-9.06
9	11	190	-1.91	-10.83
10	16	250	-15.04	-5.47
11				
12	06	065	5.44	2.54
13	07	035	4.02	5.73
14	04	045	2.83	2.83
15				
16	05	045	3.54	3.54
17	02	340	-0.68	1.88
18				
19	19	270	-19.00	0.00
20	15	255	-14.49	-3.88

DÍA	Vel (nudos)	Ángulo	X	Y
21	12	195	-3.11	-11.59
22	03	235	-2.46	-1.72
23	//	///	//	//
24				
25	03	275	-2.99	0.26
26	06	230	-4.60	-3.86
27	04	225	-2.83	-2.83
28	05	170	0.87	-4.92
29	16	250	-15.04	-5.47
30	//	//	//	//
31				
SUMA (Σ)			**-115.50**	**-76.59**

4.- Cálculo de la velocidad promedio mensual al nivel de los 700 hPa.

$$Vr = \sqrt{\frac{(\sum X)^2 + (\sum Y)^2}{N^2}}$$

$$Vr = \sqrt{\frac{(115.50)^2 + (76.59)^2}{24^2}}$$

$$Vr = \sqrt{\frac{13340.25 + 5866.03}{576}}$$

Redondeando a enteros: (vr) = 5.77

Valor de la velocidad promedio al nivel de 700 hPa: 06 nudos

De la misma forma se procede para los demás niveles, obteniéndose el siguiente cuadro.

Cuadro 4.10. Resumen de los resultados de los promedios de velocidad y dirección del viento del ejemplo de radiosondeo citado.

	700	500	400	300	250	200	150	100
Ángulo	56	90	74	76	84	87	86	84
Dirección	236	270	254	256	264	267	266	264
Velocidad	5.774	14.53	25.78	30.36	34.48	42.98	44.06	26.19

V. Precipitación

5.1 Generalidades

Las variaciones de los fenómenos atmosféricos fueron conocidas empíricamente por el hombre desde los más primitivos tiempos. En cambio, la observación sistemática de los mismos tiene que esperar hasta el siglo XIV D.C., sin embargo, ya en el siglo V, A.C., los griegos realizaban observaciones meteorológicas y en el siglo IV A.C., se realizaban mediciones de lluvia en India. "La Torre de los Vientos" en Atenas, que data del siglo Xl A.C., es quizá la construcción meteorológica más antigua que aún se conserva hoy día.

Las primeras mediciones de la precipitación pluvial se realizaron en India durante el siglo IV A.C., en las regiones donde el abastecimiento de agua escaseaba en ciertas épocas del año. Durante siglos, se ha puesto especial atención a la cantidad de lluvia precipitada.

Para que las gotas de agua que forman las nubes lleguen a precipitarse, se requiere que éstas aumenten de tamaño y que el aire situado debajo de las nubes no sea demasiado cálido, ni muy seco, ya que de ser así, las gotas de agua que inician la caída pueden volver a evaporarse.

El efecto que puede tener la lluvia sobre los cultivos depende de varios factores: topografía del terreno, textura del suelo, cubierta vegetal, dirección de los vientos dominantes, distancia al mar, cantidad de agua evaporada, altitud, latitud, etapa de desarrollo del cultivo, especie, variedad, etc., pero principalmente depende de las características más conocidas de la precipitación como son la cantidad, distribución y frecuencia que tiene la lluvia durante un año.

Como se dijo anteriormente la precipitación del vapor de agua de la atmósfera puede ser en forma líquida (lluvia, llovizna, niebla y rocío) o sólida (nieve, escarcha y granizo).

Se denomina precipitación al agua de la atmosfera que cae en forma líquida, sólida, o líquida y sólida desde las nubes hasta la superficie de la tierra. También se denomina precipitación a la caída del agua en estado líquido y/o sólido que alcanza la superficie, provenientes de las nubes que están formadas de pequeñas gotas de agua y cristales de hielo que se han formado sobre los núcleos de condensación y núcleos de congelación. Estas pequeñas gotas de agua son de diámetro muy pequeño del orden de las 5 micras, El tamaño de las gotas de lluvia apenas tiene 0.1 mm de diámetro por lo que las gotas iniciales deben aumentar de volumen y uno de los procesos de crecimiento es por colisión. La precipitación se puede presentar en las formas siguientes: Lluvia, nieve, granizo. Existen varios tipos de precipitación como lo son: convectivo, orográfico, frontal y ciclónico.

La precipitación incluye toda el agua que cae de la atmósfera a la superficie terrestre, en muchas y variadas formas. En la hidrología tiene especial importancia la precipitación pluvial líquida (lluvia) y la precipitación helada (nieve, granizo, etc.,), al igual que la condensación que se deposita en forma de rocío y/o escarcha blanca.

El objetivo de medir la precipitación es obtener tanta información como sea posible, acerca de la cantidad y distribución, en el tiempo y el espacio de ésta. La forma más simple y usual de realizar la medición es con un medidor de abertura horizontal, circular y de diámetro conocido. Se colecta y mide, a intervalos regulares, la cantidad que cae por unidad de área de la

abertura del medidor y es igual a la cantidad de precipitación por unidad de área que cae en los alrededores.

Existe una gran variedad de instrumentos para las diferentes fases de la precipitación, de los cuales los más importantes son los que miden la cantidad y la intensidad. Existen otros instrumentos que tienen medidores de tamaño y distribución de las gotas y otros que establecen el principio y fin de la precipitación.

La precipitación generalmente se mide mediante la captación de agua en un determinado tipo de recipiente, convirtiéndose después esta cantidad en otra equivalente, según la profundidad. El tamaño del recipiente y su exposición varía apreciablemente de un país a otro, pero en general el agua se capta en un recipiente circular de 12.5 a 30 cm de diámetro, expuesto a una altura que varía de 45 a 100 cm con respecto a la superficie del suelo. Por supuesto que el recipiente debe estar alejado de árboles y construcciones, ya que estos pueden impedir la caída libre de la lluvia. (Griffiths, 1985).

Se define la precipitación como el producto líquido o sólido de la condensación del vapor de agua que cae de las nubes y se deposita en el terreno. Dicho término comprende la lluvia, el granizo, la nieve, el rocío, la cencellada blanca, la escarcha y la precipitación de la niebla. La cantidad total de precipitación que llega al suelo en determinado período se expresa como el espesor con que habría cubierto, en forma líquida, una proyección horizontal de la superficie de la tierra. La nevada se expresa también como el espesor de nieve reciente que cubre una superficie horizontal plana.

Cualquier método de medida de la precipitación debe tratar de obtener una muestra representativa de la verdadera cantidad que ha caído sobre un área que la medida pretende representar. Por lo tanto la elección del lugar, así como el error sistemático de medida, son importantes (OMM, 1982; Alierup y Madsen, 1979; y Braslavsky y otros autores, 1975).

5.2 Unidades y hora de las medidas

Las unidades de precipitación son medidas lineales. Las cantidades diarias de precipitación deben leerse con la precisión de 0.2 mm y, de ser posible, con la precisión de 0.1 mm; las cantidades semanales o mensuales deben leerse con la precisión de 1 mm (al menos). Las medidas diarias de la precipitación deben efectuarse a horas fijas y de acuerdo a las normas del reporte sinóptico.

5.3 Pluviómetros

5.3.1 Pluviómetros normalizados

Un pluviómetro ordinario utilizado para efectuar lecturas diarias tiene habitualmente la forma de un colector situado por encima de un embudo que da paso a un depósito. El tamaño de la boca del colector no es determinante cuando se trata de precipitación líquida, pero se requiere por lo menos un área de 200 cm^2 si se espera que haya otro tipo de precipitación en cantidad significativa. Sin duda lo más conveniente es un área de 200 a 500 cm^2. Desde luego cualquiera que sea el tamaño del colector elegido, la graduación de la probeta o de la varilla de medida ha de estar de acuerdo con ella.

Los requisitos más importantes que ha de reunir un pluviómetro son los siguientes:

a) La boca del colector debe tener un borde afilado, siendo la vertiente interior siempre vertical y la exterior con un profundo biselado; el diseño de los pluviómetros utilizados para medir la nieve debe ser tal que se disminuya al máximo la posibilidad de obturación del orificio por acumulación de nieve húmeda alrededor de la boca.
b) El área de la boca del pluviómetro debe conocerse con una precisión de un 0.5 por ciento y la construcción debe ser tal que esta área permanezca constante mientras el pluviómetro esté en uso normal.
c) El colector debe diseñarse de modo que se impida que la lluvia salpique hacia adentro o hacia afuera; esto puede lograrse haciendo que la pared vertical sea bastante profunda y la pendiente del embudo suficientemente inclinada (al menos 45°). La Figura 5.1, ilustra estas condiciones.

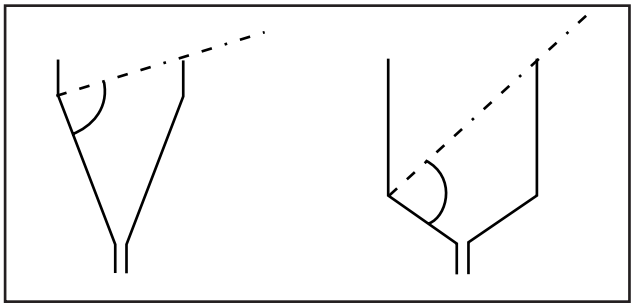


Figura 5.1. Colectores adecuados para los pluviómetros (A = ángulo que debe ser > 45°)

d) El depósito debe tener una entrada estrecha, suficientemente protegida de la radiación, para reducir al mínimo las pérdidas de agua por evaporación. Los pluviómetros que se utilicen en lugares donde sólo se hacen lecturas semanales o mensuales deben ser análogos en diseño al tipo utilizado para hacer medidas diarias, pero con un depósito de mayor capacidad y más robusta construcción.

En las figuras 5.2 y 5.3 se muestra el pluviómetro, el cual está formado por un cilindro hueco (galvanizado) que en su parte superior tiene un embudo receptor rematado en una arista viva y que descarga en un depósito interior (vaso medidor) en donde se mide la cantidad de lluvia caída. Dicha medición puede hacerse en el mismo vaso con una regla muy delgada y angosta o con una probeta graduada. Se utilizan varios tamaños y formas de la boca y altura del pluviómetro según los países. El área de la boca del embudo generalmente es 10 veces mayor que el área de la boca del vaso, con el fin de que cada milímetro de altura real de la lluvia se amplifique 10 veces en el vaso medidor, pudiendo hacer lecturas hasta un décimo de mm de aproximación, de tal forma que 1 cm de la regleta equivale a 1 mm de precipitación y a 1 litro de agua por m^2.

En caso de usar una probeta para la medición de la lluvia, la graduación de dicha probeta también deberá guardar la relación entre el área del embudo y del receptor de manera que se puedan apreciar décimos de milímetros de lluvia, al hacer la lectura. La precisión es pues de 0.1 mm y las lluvias inferiores a 0.1 mm se consideran inapreciables. Las lecturas se hacen cada 24 horas en una estación climatológica y cada hora en una estación sinóptica de superficie de la red del Servicio Meteorológico Nacional.

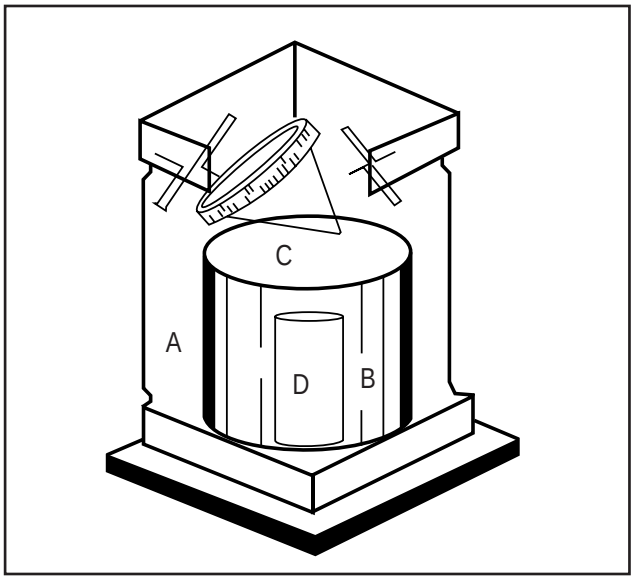


Figura 5.2 Pluviómetro con sus diferentes componentes

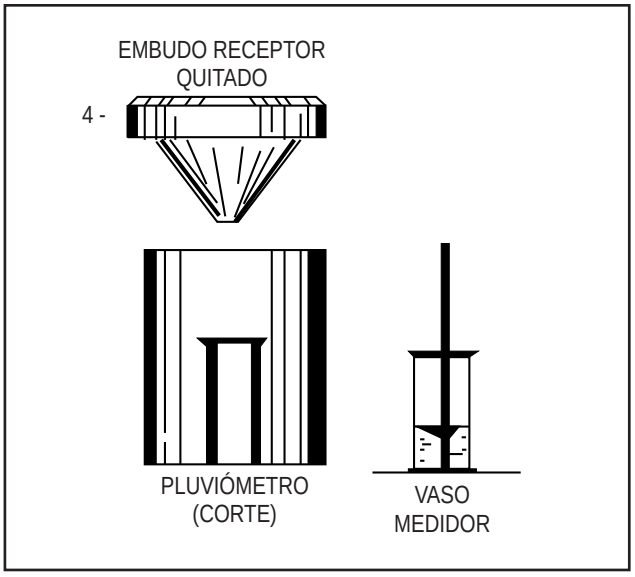


Figura 5.3 Pluviómetro con sus partes más indispensables

El pluviómetro debe colocarse en lugares abiertos y su boca debe permanecer horizontal y a 100 cm del suelo. Desde luego cabe mencionar que existen otros tipos de pluviómetros diferentes al aquí descrito. Para los agricultores y para ciertas investigaciones se han ideado pluviómetros muy sencillo y baratos que utilizan desde tubos de vidrio o de plásticos hasta botes de lámina. (Arteaga y Romo 1989).

Se puede colocar en el embudo un par de mallas para evitar la entrada de basura u otros. Normalmente en México se acostumbra tomar lecturas diariamente a las ocho de la mañana. En zonas remotas o lejanas son utilizados los grandes pluviómetros de almacenamiento, los cuales colectan y almacenan la precipitación correspondiente a 30 o más días. Para evitar la evaporación entre cada lectura u observación se utiliza una delgada capa de aceite.

El pluviómetro más usado en México tiene un diámetro de 225 mm en la boca, o sea en la arista viva.

De la formula para calcular el área de un círculo, es:

$A = \pi \times r^2$

Donde:

r = radio

$A = 3.14159265 \times (225/2)^2$

$A = 3.14159265 \times 12656.25 = 39769.782\ mm^2$

El vaso medidor tiene un diámetro de 71 mm y una altura de 200 mm.

$A = \pi \times r^2 = 3.14159265 \times (71/2)^2$

$A = 3.14159265 \times 1260.25 = 3959.192\ mm^2$

Relación de áreas = 39769.782 / 3959.192 = 10.04

El pluviómetro debe estar preferentemente protegido por un empaque de madera contra las radiaciones intensas, que pueden provocar evaporaciones en su interior y alterar las mediciones de la precipitación.

Las condiciones generales para dichos pluviómetros son: se debe conocer con precisión el área receptora, y ésta deberá en lo posible estar afilada para cortar las gotas de lluvia y con esto evitar en lo posible que las gotas se destruyan y no sea medida correctamente la precipitación; de igual forma, si se tiene un recipiente colector se deberá conocer su área, y para tomar La precipitación total en un lapso de tiempo, deberá protegerse el pluviómetro para disminuir la evaporación del agua almacenada. (Gómez y Arteaga, 1988).

El pluviómetro es el instrumento más frecuentemente utilizado para medir la precipitación. Generalmente se utiliza un recipiente abierto de lados verticales, en forma de cilindro recto. Se utilizan varios tamaños y formas de la boca. La cantidad de precipitación captada en un pluviómetro se mide utilizando una regla graduada para determinar la profundidad o midiendo el volumen o, por último, pesando el contenido.

En los pluviómetros situados por encima del nivel del terreno, la boca debe quedar:

a) Por encima del espesor máximo o previsto de la capa de nieve.
b) Por encima de la altura de las posibles salpicaduras procedentes del terreno. Se recomienda 1 m, como se muestra en la figura 5.4.

La boca normalizada del pluviómetro está en posición horizontal. En los estudios hidrológicos se puede utilizar un pluviómetro cuya boca sea paralela a la pendiente del terreno. El Pluviómetro debe montarse firmemente de modo que pueda resistir fuertes vientos y mantener la boca en posición horizontal.

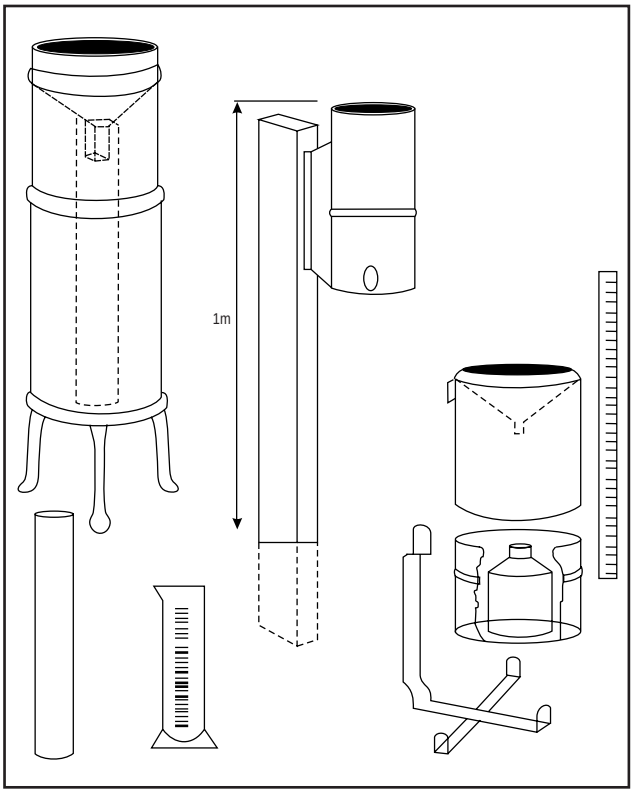


Figura 5.4 Pluviómetro de Hellman (a) y de Reglilla (B)

5.3.2 Errores de medida de la precipitación

Tanto los errores sistemáticos como los aleatorios son importantes en la medida de la precipitación. Varios son los elementos que originan errores sistemáticos. En la mayoría de los casos, esos errores se deben a las aceleraciones sistemáticas horizontales y verticales medias del viento justamente sobre la boca de los pluviómetros elevados, que impiden que algunas partículas de la precipitación entren en el pluviómetro. Por consiguiente, la cantidad de precipitación captada por el pluviómetro es menor que la cantidad de precipitación incidente. Sin embargo, la cantidad de precipitación medida por el pluviómetro puede también sufrir errores sistemáticos debido a otros factores entre los que se cuentan:

- Mojadura de las paredes internas del pluviómetro, del colector y del depósito.
- Evaporación de parte del agua acumulada en el depósito.
- Salpicadura de gotas de agua procedentes del pluviómetro o que entran en él.
- Nieve arrastrada por el aire que entra o sale del pluviómetro.

Es probable que los errores aleatorios que se producen sean consecuencia del empleo de medidas imprecisas con la varilla graduada, de derramamiento del agua cuando se la trasvasa para medirla, de la fuga de líquido hacia el interior o hacia el exterior del pluviómetro, de errores de observación, de la deformación o daños del pluviómetro o de su boca, de desviaciones de la posición de la boca con respecto a la horizontal, etc.

La importancia de los errores aleatorios puede ser reducida mediante una verificación frecuente y periódica del pluviómetro y de los valores medidos, tomando como es natural las medidas adecuadas para corregirlos. Por otra parte, los componentes del error sistemático son inherentes al método de medida de la precipitación; sus magnitudes varían en cada caso en función de las condiciones instrumentales y meteorológicas, desde muy pequeños valores a valores significativos. Por lo tanto, no todos los componentes han de tenerse en consideración para un determinado tipo de pluviómetro, estación del año y región. Por ejemplo, la utilización del pluviómetro enterrado reduce la pérdida de precipitación líquida debida a la deformación del campo de viento; las pérdidas de evaporación pueden reducirse poniendo aceite en el receptor o dándole un diseño al pluviómetro de modo que: a) sólo quede expuesta una pequeña superficie de agua b) su ventilación se reduzca al mínimo y c) la temperatura interna del pluviómetro se mantenga lo más baja posible. Las pérdidas por mojadura de las paredes interiores pueden reducirse utilizando una superficie muy lisa en las paredes interiores del pluviómetro de modo que el agua no se adhiera a ellas. Se puede lograr una reducción de las pérdidas por mojadura y evaporación mediante el uso de pluviómetros cuyas paredes sean de sección cónica desde la parte cilíndrica del colector hasta el embudo cónico, de modo que se suprima la habitual junta entre ellos. Las superficies internas no deben pintarse nunca ya que más tarde aparecerán grietas que causarán más pérdidas por mojadura. Sin embargo, la aplicación de una capa de esmalte al horno sobre la superficie de un pluviómetro de acero da resultados satisfactorios. Las superficies externas pueden pintarse de blanco para reducir las pérdidas por evaporación. Las salpicaduras hacia adentro y hacia afuera del pluviómetro se pueden reducir mediante un diseño adecuado del colector (Figura 5.1). Los métodos para la corrección de errores sistemáticos se exponen en 5.3.6

5.3.3 Emplazamiento del pluviómetro

El pluviómetro se debe fijar bien en alguna base, ya sea inferior o lateral. Si es lateral, la superficie recolectora debe quedar unos 10 cm sobre el extremo de la base o poste, y ese extremo debe tener un corte de 45°; la cara de la parte alta es para unir el pluviómetro.

El mantenimiento es mínimo, pues el pluviómetro no tiene ningún mecanismo complicado. Las probetas o las reglillas deben estar a la sombra.

El emplazamiento de las estaciones pluviométricas en la zona de interés reviste gran importancia porque el número de pluviómetros y su ubicación determinan la precisión con que las medidas representan la cantidad real de precipitación que ha caído en la zona.

Al elegir el emplazamiento de un pluviómetro se debe tener en cuenta la deformación sistemática del campo de viento por encima de la boca del pluviómetro, así como los efectos que el lugar mismo ejerce en la trayectoria del aire.

Los efectos del campo de viento se pueden reducir eligiendo un lugar abrigado, pero no tanto que los perfiles circundantes interfieran demasiado y causen una reducción de la precipitación captada. Los efectos ejercidos sobre el propio lugar de ubicación pueden motivar excesos o deficiencias locales de la precipitación caída.

En general, la proximidad de cualquier objeto respecto del pluviómetro no deberá ser inferior al doble de la distancia de su altura por encima de la boca del pluviómetro. Para cada lugar deberá estimarse el ángulo vertical medio de los obstáculos y deberá también hacerse un plano de la ubicación. Se deben evitar las laderas o las terrazas de los edificios. La superficie que rodea al pluviómetro puede estar cubierta de hierba corta, grava o guijarros, pero en todos los casos se han de evitar las superficies duras y llanas como las de hormigón para impedir las excesivas salpicaduras en el interior del pluviómetro. Los lugares elegidos para medir la nieve y/o la capa de nieve deben estar situados en la medida de lo posible, en lugares protegidos del viento. Los mejores emplazamientos suelen ser con frecuencia los claros de los bosques o de los huertos, entre los árboles, matorrales o arbustos, o en otros sitios en donde haya obstáculos que actúen como eficaces barreras contra el viento en todas direcciones.

El análisis de los datos se hace más fácilmente si se utiliza el mismo tipo de pluviómetros y se aplican los mismos criterios de emplazamiento; estas particularidades deben tenerse muy en cuenta en la planificación de las redes.

5.3.4 Pluviómetro de montaña

Los pluviómetros de montaña se utilizan para medir la precipitación total de cada estación en zonas remotas y escasamente habitadas. Estos pluviómetros consisten en un colector situado por encima de un embudo que da paso a un depósito lo suficientemente grande como para almacenar toda la precipitación captada a lo largo del año en la estación (o la captación mensual en zonas húmedas).

Conviene poner en el depósito una solución anticongelante para convertir al estado líquido toda nieve que caiga en el interior del pluviómetro. Es imponente que la solución anticongelante esté bien distribuida. Una mezcla de 37.5 por ciento en peso de cloruro de calcio comercial (78 por ciento de pureza) y un 62.5 por ciento de agua producen una satisfactoria solución anticongelante. También pueden utilizarse disoluciones acuosas de glicoletilénico ó una mezcla- de glicoletilénico y metanol.

Con objeto de reducir la evaporación se debe poner en el depósito una capa no inferior a 5 mm de aceite o de otro producto que ejerza los mismos efectos. Esta capa debe permitir el paso de la precipitación hacia la solución que haya debajo de ella.

La captación estacional de precipitación se determina pesando o midiendo el volumen del contenido del depósito. La cantidad de solución anticongelante colocada en el depósito a principio de la estación, así como cualquier contracción en caso de medidas volumétricas, deben ser tenidas en cuenta muy cuidadosamente.

El funcionamiento y mantenimiento de los pluviómetros de montaña en zonas remotas plantea varios problemas, tales como la posibilidad de que el pluviómetro quede cubierto de nieve, la dificultad de localizar el pluviómetro para registrar las medidas, etc. Todos estos problemas requieren un control específico. Se debe dedicar especial atención a la evaluación de la calidad de los datos procedentes de este tipo de pluviómetros.

5.3.5 Métodos de medida

a) Midiendo la altura del agua en el vaso recolector, la lectura real de la precipitación se obtiene dividiendo la lectura entre 10, ya que la proporción de áreas entre el área de medición y el área de recolección es 1:10. Por ejemplo si mediante la regla se lee 86 mm de altura, la precipitación será de 8.6 mm.

Las varillas graduadas deben ser de madera de cedro o de otro material adecuado que no absorba demasiada agua y sólo posea un escaso efecto capilar. Las varillas de madera no resultan adecuadas si se ha añadido aceite al colector para suprimir la evaporación; en este caso se deben utilizar varillas de metal o de otros materiales de los que pueda quitarse fácilmente el aceite. Las varillas no metálicas deben tener un pie de latón para evitar el desgaste y estar graduadas en función de las áreas relativas de la sección de la boca del pluviómetro y del colector; las graduaciones se marcarán al menos cada 10 mm y se debe prever el desplazamiento de las marcas debido al mismo material de la varilla. El error máximo de la graduación de la varilla no debe exceder de ± 0,5 mm en cualquier punto. Siempre que sea posible, la medida con varilla debe verificarse utilizando una medida volumétrica.

b) Midiendo el contenido volumétrico de la cantidad de agua recolectada.

Para medir la precipitación captada en un pluviómetro ordinario habitualmente se utilizan dos tipos de aparatos: una probeta y una varilla graduada. La probeta debe ser de vidrio o plástico transparente con un coeficiente de expansión térmica adecuado y estar claramente marcada para indicar el tamaño o tipo de pluviómetro con el que se utilice. Su diámetro debe ser inferior al 33 por ciento del diámetro del pluviómetro; cuanto menor sea el diámetro relativo, mayor será la precisión de la medida.

Las graduaciones deben estar grabadas con trazo fino; en general, deben ser marcas con intervalos de 0.2 mm y líneas claramente grabadas que correspondan al milímetro entero. También es conveniente marcar la línea que corresponde a 0.1 mm. El error máximo de las graduaciones no debe exceder de ± 0.05 mm para la graduación de 2 mm ó más, y de ±0.02 mm por debajo de dicha marca.

Para medir pequeñas cantidades de precipitación con la precisión adecuada, el diámetro interior de la probeta deberá ir disminuyendo hacia la base. En todas las medidas, el fondo del menisco de agua debe definir el nivel del agua y la probeta debe mantenerse en posición vertical durante la lectura para evitar errores de paralaje. La repetición de las líneas principales de graduación en la cara posterior del vidrio ayudan también a reducir estos errores.

En este caso vierta el contenido del vaso recolector en una probeta graduada en mililitros, considerando que 1 ml = 1 cm^3, divida el volumen entre el área y así se obtiene directamente la lamina precipitada. El pluviómetro tiene un diámetro de 22.5 cm, A=3.14159265 X $(22.5/2)^2$ = 3.14159265 X 126.5625= 397.69782 cm^2. Por ejemplo si en la probeta se leen 342 ml=cm^3 / 397.69782 cm^2 = 0.86 cm = 8.6 mm.

c) Pesando el contenido del área del vaso recolector.

También se puede medir la precipitación captada mediante una pesada precisa (si se cuenta con una bascula de precisión), procedimiento que tiene varias ventajas. Se mide el peso total del depósito y su contenido y se resta la tara ya conocida. No hay peligro de que se vierta agua y cualquier agua adherida al depósito queda incluida en el peso. Sin embargo, los métodos comúnmente utilizados son más sencillos y, baratos.

Considerando aproximadamente una densidad del agua de 1gr/cm^3, se pesa bote + agua y después se le resta el peso del bote. Esta cantidad es dividida entre el área de captación para obtener la lamina en cm, siguiendo el mismo ejemplo se esperaría pesar 342 gr de agua para obtener una lamina de 0.86 cm=8.6 mm.

Realice varias lecturas utilizando a la vez los últimos tres métodos, compárelos y concluya cuál es el más conveniente y/o preciso.

5.3.6 Métodos de corrección del error sistemático

La cantidad de precipitación medida por los pluviómetros que se utilizan habitualmente puede ser inferior en una proporción de un 3 a un 30 por ciento a la precipitación real que llega al suelo (o incluso menos cuando se trata de precipitación sólida). Para numerosos fines

hidrológicos es necesario, en primer lugar, ajustar los datos, con el fin de corregir este error antes de proceder a un cálculo cualquiera. Por supuesto los ajustes pueden no ser exactos (incluso pueden empeorar las cosas). En consecuencia, los datos originales deben conservarse siempre como archivo básico, tanto para mantener la continuidad como para servir de base a los futuros ajustes, si es que alguna vez son posibles.

Como la cantidad verdadera de precipitación que llega al suelo no es conocida, excepto en casos raros en que se conocen con precisión todos los otros componentes del balance hídrico, la verdadera cantidad de precipitación debe estimarse corrigiendo algunos de los distintos errores que se especifican a continuación:

a) Error debido a la deformación sistemática del campo de viento por encima de la boca del pluviómetro.
b) Error debido a las pérdidas por mojadura de las paredes interiores del colector.
c) Error debido a la evaporación del depósito (muy importante en climas cálidos).
d) Error debido a las pérdidas por mojadura en el interior del depósito, cuando se le vacía.
f) Error debido a las ventiscas de nieve.
g) Error debido a las salpicaduras hacia adentro y hacia afuera del pluviómetro.
g) Errores aleatorios de observación y errores de instrumentos.

Los primeros seis errores son sistemáticos y han sido enumerados en orden de importancia. El error neto debido a las ventiscas de nieve y a las salpicaduras hacia adentro y hacia afuera del agua puede ser negativo o positivo, mientras que los errores netos sistemáticos debidos al campo de viento y otros factores, son negativos. Para la precipitación liquida los errores a que se alude en los anteriores apartados e) y f) son casi cero, el modelo general utilizado para ajustar los datos procedentes de la mayoría de los pluviómetros tiene la forma siguiente:

$$Pk = kPc = k\,(Pg + \Delta P1 + \Delta P2 + \Delta P3) \qquad (5.1)$$

Donde

Pk = cantidad de precipitación ajustada
k = factor de ajuste para corregir los efectos de la deformación del campo de viento
Pc = cantidad de precipitación captada por el colector del pluviómetro
Pg = cantidad medida de precipitación en el pluviómetro
$\Delta P1$ = ajuste para corregir las pérdidas por mojadura de las paredes interiores del colector
$\Delta P2$ = ajuste para corregir las pérdidas por mojadura del depósito después de vaciado
$\Delta P3$ = ajuste para corregir la evaporación del depósito

Todos los detalles referentes a los modelos actualmente utilizados para ajustar los datos originales de precipitación en Dinamarca, Finlandia, Suiza y la URSS han sido publicados en un estudio realizado por Sevruk (OMM, 1982).

En general, los datos complementarios necesarios para hacer estos ajustes son la velocidad del viento en la boca del pluviómetro durante la precipitación, el tamaño de las gotas, la intensidad de la precipitación, la temperatura y humedad del aire y las características del lugar de emplazamiento del pluviómetro. Estos datos han de deducirse de las observaciones meteorológicas ordinarias realizadas en el lugar, con el objeto de poder hacer ajustes diarios. En los sitios, donde no se realicen dichas observaciones ordinarias, se puede recurrir a la interpolación de las observaciones realizadas en lugares adyacentes, con objeto de hacer dichos ajustes, pero ha de procederse con cautela y únicamente en lo que se refiere a datos mensuales.

Siempre que se ajusten las medidas de la precipitación con el objeto de reducir errores, se recomienda especialmente que se publiquen tanto los valores medidos como los ajustados.

5.4 Pluviógrafos

Por lo general, se utilizan tres tipos de pluviógrafos: el de peso, el de balanza o depósito basculante y el de flotador, también denominado de sifón. Sólo el pluviógrafo de peso resulta satisfactorio para medir todo tipo

de precipitación. La utilización de los otros dos tipos se limita en general a la medida de la lluvia.

Cuando la pendiente de la gráfica es pronunciada, la intensidad de la lluvia es mayor que cuando dicha pendiente es suave. Cuando no hay lluvia se inscribe una recta horizontal en la gráfica.

Los pluviógrafos son dispositivos muy similares a los pluviómetros, con la diferencia de que tienen un mecanismo para producir un registro continuo de la precipitación. Este mecanismo está compuesto por un tambor que gira a velocidad constante sobre el que se coloca un papel graduado especialmente. En el recipiente se coloca un flotador que se une mediante un juego de varillas a una plumilla que marca las alturas de precipitación en el papel. Normalmente, el recipiente tiene capacidad de diez milímetros de lluvia, misma que al ser alcanzada se vacía automáticamente por medio de un sifón. Esta descripción corresponde al pluviógrafo de sifón, de uso más común en México.

En este tipo de instrumento la lluvia pasa a un recipiente que es en realidad la cámara donde se desliza un ligero flotador. A medida que el nivel del agua se eleva dentro de la cámara del flotador, el movimiento vertical de éste se transmite mediante un mecanismo adecuado al movimiento de una plumilla que se desliza sobre la banda. Ajustando adecuadamente las dimensiones de la boca del colector, el flotador y la cámara del flotador, se puede utilizar cualquier escala para la banda de registro.

5.4.1 Pluviógrafo de flotador

Este pluviógrafo es un aparato registrador que mide continuamente a través del tiempo, la cantidad de lluvia precipitada. Esto permite obtener también la intensidad de la lluvia, que es un dato importante para varios estudios agronómicos, hidrológicos, y de conservación y erosión de suelos, etc. Existen varios tipos de pluviógrafos, los más conocidos son: pluviógrafo de sifón o tipo Hellman, pluviógrafo de balanza y pluviógrafo de intensidades o de Jardí. El más usado es el de Hellman, en el que se tiene en la parte superior, un embudo receptor rematado en una arista viva y que descarga en un recipiente en cuyo interior se encuentra un flotador con un eje central al cual va unido un estilete con una pluma en su extremidad que va trazando líneas sobre papel enrollado alrededor de un tambor, que por medio de movimiento de relojería, da una vuelta completa en 24 horas. Cuando el agua en dicho recipiente, llega a cierta altura, correspondiente a 10 mm de lluvia, éste se descarga por medio de un sifón que va a dar a un vaso colector que se encuentra en el fondo del pluviógrafo. Este vaciado se manifiesta en el pluviograma (gráfica obtenida en el pluviógrafo) como una línea vertical que baja bruscamente de 10 mm a 0 mm quedando en condiciones de volver a marcar la lluvia precipitada a medida que se recibe más agua que hace elevarse al flotador. De manera que para saber cuántos milímetros de lluvia han caído durante el día, se cuenta el número de veces que se ha vaciado el recipiente y se multiplica por 10 mm dicho número, para luego sumar los milímetros que quedó marcando la plumilla inscriptora después del último vaciado. Para investigar la intensidad de la lluvia durante un período determinado de tiempo, se procede de la siguiente manera: Supóngase que se quiere saber cuál es la intensidad media por minuto (mm/min), de la lluvia entre la hora A y la hora B, cuya diferencia en minutos es t. El pluviómetro marca una altura de precipitación "a" para la hora A y una altura "b" para B. La diferencia entre a y b es la altura h de lluvia caída durante el período t, de manera que la intensidad media por minuto, I, viene dada por:

$$I = \frac{a - b}{t} = \frac{h}{t}$$

Este aparato registra la precipitación pluvial total y además la intensidad de la precipitación en mm por unidad de tiempo. Consta de un embudo receptor en su parte superior que desemboca en un cilindro medidor que transmite, mediante un flotador y un sistema de palancas, el nivel que alcanza el agua precipitada y se registra en una banda de papel. Al alcanzar 10 mm registrados, por medio de un sifón se vacía el recipiente para iniciar nuevamente el registro a partir de cero milímetros.

Para calibrar el pluviógrafo, auxiliados con probeta graduada, se coloca el volumen de agua necesario para una lámina de 10 mm que se vacía en la boca recolectora y se comprueba que la aguja suba exactamente

de 0 a 10 mm en gráfica, y si no lo hace se ajustan los tornillos del sifón hasta encontrar exactamente que vacié en 10 mm y regrese a 0; si no lo hace se ajusta el tornillo del brazo al flotador y el de la plumilla hasta calibrarlos. También se procura afinar el aspecto vertical, que suba directo, si no, se ajusta el tornillo del depósito y se nivela el aparato.

El pluviógrafo es un aparato registrador que mide continuamente a través del tiempo, la cantidad de lluvia precipitada. Esto permite obtener también la intensidad de la lluvia, que es un dato importante para varios estudios agronómicos, hidrológicos, etc.

Habitualmente se recurre a un sifón. El proceso de actuación del sifón debe comenzar precisamente en el momento oportuno y sin tendencia a que el agua rebose o produzca goteos ni al principio ni al final de la actuación del sifón, que no debe prolongarse más allá de 15 segundos. En algunos instrumentos la cámara del sifón está montado un eje de modo que cuando la cámara está llena se desequilibra; el ascenso del nivel del agua ayuda a que empiece a actuar el sifón y cuando la cámara está vacía vuelve a su posición original. Otros pluviógrafos están dotados de un sifón forzado que tiene una pequeña cámara separada de la principal en la que se deposita la lluvia que cae mientras el sifón actúa. Esta cámara se vacía en la principal cuando el sifón deja de actuar, garantizando así un correcto registro de la cantidad total de lluvia.

Instalación del pluviógrafo (figura 5.5)

Ya sea como instrumento solo o dentro de una estación observadora, el pluviómetro debe ser situado de tal forma que no haya obstáculos que afecten la entrada normal de la lluvia en la superficie receptora. Se aconseja que haya un espacio libre no menor de 45° en la vertical.

El pluviógrafo se fija al suelo con tornillos, sobre una pequeña base de cemento, o bien simplemente se coloca y fija con tres alambres, para lo cual el instrumento trae en la parte superior tres agarraderas.

Montaje: Al montar un pluviógrafo se deben seguir cuidadosamente las instrucciones ya que cada casa productora tiene sus propias ideas en cuanto a diseño y montaje. Se recomienda armar el pluviógrafo en el propio lugar en que va a ser usado, para evitar cualquier posible daño del instrumento en el transporte. En general para armar y poner a trabajar un pluviógrafo se deben seguir los siguientes pasos:

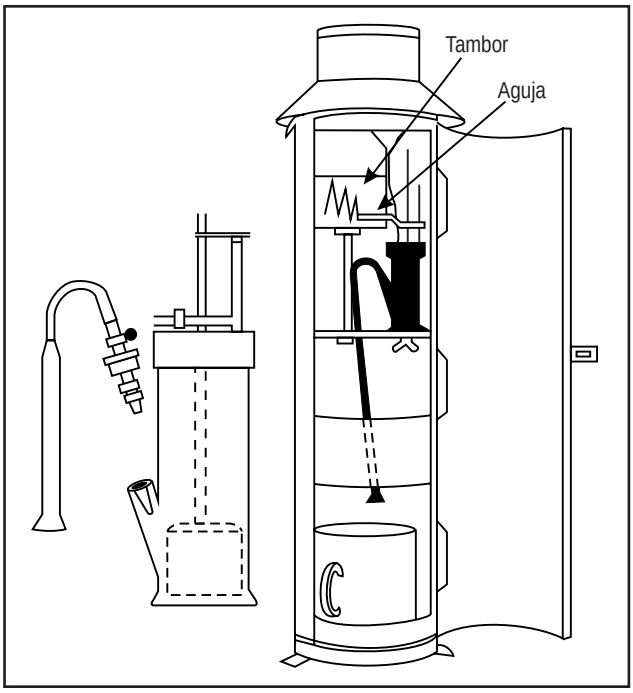


Figura 5.5 Pluviógrafo

1. Fije al suelo la caja cobertera.
2. Instale el cilindro recolector, que contiene el flotador.
3. Coloque un gráfico en el cilindro o tambor, dentro del cual usualmente está el reloj.
4. Dé cuerda al reloj e instale el cilindro en el eje respectivo.
5. Agregue tinta a la plumilla.
6. Afloje el anillo guía que tiene el sifón en la parte superior.
7. Coloque el sifón y agregue agua libremente por la superficie recolectora para ver si la plumilla está pintando y para dejar así, en la base del cilindro colector, la reserva de agua (cama) que siempre debe quedar.
8. Mida 10 mm en la probeta que trae el instrumento. Vierta 8 mm rápidamente y los dos últimos poco a poco. Para observar la marca en el papel, mueva el cilindro del gráfico cada vez que sea ne-

cesario. Si la plumilla no está en cero, cuando baja, hágala llegar a 0 usando un tornillo calibrador que normalmente está en la base del brazo marcador. Para hacer que la plumilla llegue a 10 mm, mueva el sifón haciéndolo entrar o salir en el cilindro recolector. Cuando el codo del sifón alcanza la altura deseada, el agua depositada se descarga del cilindro recolector, entonces, fíjelo con su tornillo.

9. Revise la calibración de nuevo.

Mantenimiento: Lo mínimo aconsejable antes de empezar la época lluviosa es limpiar el sifón y el cilindro recolector, así como verificar que toda la tubería esté limpia, pues normalmente los insectos hacen de las tuberías sus refugios. Para limpiar el cilindro recolector lo único que hay que cuidar es no torcer el eje que está unido al flotador. Se aconseja aceitar ligeramente el flotador, su eje y la tapa. Se debe aceitar las piezas en fricción, pero sin exceso.

5.5 Instalación de pluviómetros y pluviógrafos (práctica)

Objetivo: Aprender el proceso de instalación, puesta en operación de un pluviómetro y de un pluviógrafo y probar la factibilidad de instalar pluviómetros empíricos.

Revisión. Revisar los conceptos de: precipitación, importancia de la precipitación, instrumental-precipitación, mantenimiento y calibración.

Materiales. 1 Pluviómetro, 1 pluviógrafo, gráficas para pluviógrafos.

Procedimiento

1) Toma de lecturas de un pluviómetro. Para la toma de lecturas del pluviómetro se tienen varias formas:
   a) Midiendo la altura del agua en el vaso recolector, la lectura real de la precipitación se obtiene dividiendo la lectura entre 10, ya que la proporción entre el área de medición y el área de recolección es 1:10. Por ejemplo, si mediante la regla se lee 86 mm de altura, la precipitación será de 8.6 mm.
   b) Midiendo el contenido volumétrico de la cantidad de agua recolectada.
   En este caso vierta el contenido del vaso recolector en una probeta graduada en mililitros, considerando que 1 ml = 1 cm^3, divida el volumen entre el área y se obtiene directamente la lamina precipitada. El pluviómetro tiene un diámetro de 22.5 cm, A=3.14159265 X $(22.5/2)^2$ = 3.14159265 X 126.5625= 397.69782 cm^2. Por ejemplo si de la probeta se leen 342 ml=cm^3 / 397.69782 cm^2 = 0.86 cm = 8.6 mm.
   c) Pesando el contenido del área del vaso recolector. Considerando aproximadamente una densidad del agua de 1gr/cm^3, se pesa bote + agua y después se le resta el peso del bote. Esta cantidad es dividida entre el área de captación para obtener la lamina en centímetros, siguiendo el mismo ejemplo se esperaría pesar 342 gr de agua para obtener una lamina de 0.86 cm=8.6 mm. Realice varias lecturas utilizando a la vez los últimos tres métodos, compárelos y concluya cuál es el más conveniente y/o preciso.
2) Instalación de pluviógrafos:
   a) Proceso de armado. Verifique el buen estado de las partes del pluviógrafo, revise el buen funcionamiento de la plumilla inscriptora, coloque la gráfica diaria, ponga en funcionamiento el mecanismo de relojería, verifique el libre movimiento de las partes móviles, adicione aceite lubricante en donde sea necesario.
   b) Verificación del mecanismo de sifón. Comience por agregar agua poco a poco en el área de captación, hasta hacer que se active el mecanismo de sifón, el cual deberá iniciar cuando se han alcanzado los 10 mm de precipitación inscritos en la gráfica, además de que la plumilla deberá posicionarse en 0 mm; si esto no ocurre se tienen varias alternativas, 1) mover el brazo de la plumilla inscriptora con respecto al flotador, 2) ajustar la altura del sifón, y 3) micro-ajuste de la altura de la plumilla. Realizar nuevamente el procedimiento hasta alcanzar

que el sistema de sifón se active a 10 mm de lamina y la plumilla indique 0 mm después de activarse; hecho esto, el pluviógrafo quedará ajustado y listo para registrar la precipitación. En el caso de pluviógrafos de balancín, el mecanismo que controla el sifón es un sistema de balanzas las cuales pueden ajustarse de manera similar a la altura del sifón.

c) Verificación de la precipitación. Para verificar que la lamina precipitada corresponde a la precipitación inscrita en la gráfica, se procede de la siguiente manera: calcule el diámetro y área de la sección de captación, calcule la cantidad de mililitros necesarios para conseguir una lámina de 1 mm. Con este volumen conocido vierta sobre el área de captación y verifique que la plumilla marque 1 mm de lámina, repita el procedimiento de 1 en 1 mm hasta 10 mm.

5.6 Métodos de registro

El método más sencillo de producir un registro es hacer desplazar una banda cronológica, mediante un aparato de relojería a cuerda y que sobre ella se deslice la plumilla cuando el flotador se mueva utilizando la banda de tambor. Esta banda se fija alrededor de un tambor que efectúa exactamente un giro diario, un giro semanal, o un giro durante el período que se desee.

VI. Radiación Solar

6.1 Introducción

La radiación solar es de máxima importancia para la vida sobre la Tierra. Los distintos flujos de radiación hacia y desde la superficie de la Tierra son términos del balance de calor de la Tierra en su totalidad, y de cualquier lugar en particular sobre el globo. Las mediciones de radiación son de gran valor para la ciencia, la industria, la agricultura, etc.

La distribución espectral de la intensidad de radiación extraterrestre solar cubre una banda de frecuencias que va desde el ultravioleta hasta el infrarrojo, pasando por la luz visible. Estudios recientes han producido una distribución espectral mejorada, pero los resultados no fueron aún publicados. El gráfico de la Figura 6.1, da una idea de la distribución espectral (línea 1). En la misma figura se compara la intensidad de la radiación solar directa al nivel del mar y a 35° de altura del Sol sobre el horizonte (línea 2). La línea 3 muestra la intensidad de la radiación terrestre de onda larga, suponiendo que la temperatura de la superficie de la Tierra es de 20°C. Alrededor del 99 por ciento de la radiación emitida por el Sol, suponiendo que tiene una temperatura de superficie de 5800°K, se ubica en la gama que va de 0.15 a 4.0 μm. Casi el 45% de la emisión solar total se produce en la banda visible y otro tanto, en la infrarroja. Alrededor del 9% se produce en la banda ultravioleta.

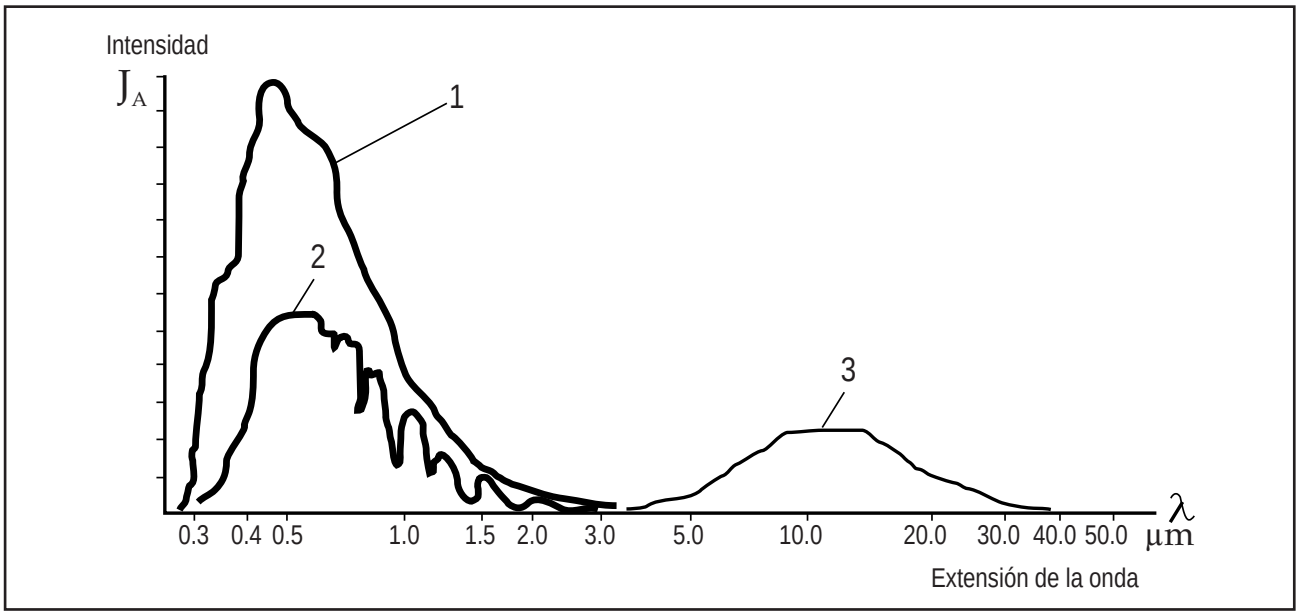


Figura 6.1 Distribución espectral de la radiación extraterrestre.

La radiación de la Tierra hacia el espacio se halla en la gama que va de 4 a 100 μm (micrómetros) (temperatura de alrededor de 200 a 300°K), con un máximo en alrededor de 10 μm. Esta radiación es conocida como radiación terrestre.

Para tener capacidad de medir radiación, el sensor del instrumento debe ser un buen absorbedor de energía radiativa. Para pintar la superficie absorbente del sensor, se utiliza una clase especial de laca negra. Un cuerpo hipotético que absorba completamente toda la radiación incidente se designa como "cuerpo negro". En la naturaleza no se encuentran absorbedores perfectos de radiación en toda la gama de longitudes de onda. Los sensores de los instrumentos de radiación, con su superficie pintada especialmente, se aproximan mucho a un cuerpo negro para medir la banda de ondas en que son empleados. Los buenos absorbedores de radiación también son buenos emisores de radiación. El cuerpo negro hipotético emite radiación en toda longitud de onda de acuerdo a la ley:

$$E_t = \sigma T^4 \qquad (6.1)$$

σ = 5.67 x 10^{-8} Wm^{-2} K^{-4}
(constante de Stefan - Boltzmann)
T = temperatura en kelvin

La emisión del cuerpo negro, calculada con la anterior fórmula para varias temperaturas Celsius, se detalla como sigue (Cuadro 6.1):

Cuadro 6.1 Emisión de un cuerpo negro para diferentes temperaturas

T [Celsius]	Et [Wm^{-2}]
-60.0	119
-40	168
-20	237
0	321
20	426
40	551
60	712

La emisividad de la Tierra depende de las características de su superficie. La energía radiada tiene un máximo a una longitud de onda determinada, según la temperatura de radiación de la superficie. La longitud de onda de la radiación máxima se puede deducir de la ley de desplazamiento de Wien:

$$\lambda = \frac{C}{T} \qquad (6.2)$$

λ= longitud de onda de la radiación máxima (m)
C = const. = 0.2898 x 10-2 (m°K-1)
T = temperatura en °K

Los componentes de radiación solar y terrestre son de considerable interés para la meteorología. Los siguientes componentes de radiación solar que penetran las capas inferiores de la atmósfera están sujetos a medición para fines meteorológicos:

a) Radiación solar directa medida a incidencia normal.
b) Radiación solar global recibida sobre una superficie horizontal. Esto incluye tanto la radiación recibida desde el ángulo sólido delimitado por del disco solar, como la radiación difusa por la atmósfera que interviene.
c) Radiación difusa, esta es la segunda componente de la radiación global mencionada anteriormente.
d) Radiación solar reflejada.
e) Radiación solar (directa, global y difusa) medida en porciones restringidas del espectro.
f) Medición de la radiación solar que cae sobre una superficie esférica.
g) Medición de la radiación solar que cae sobre una determinada superficie no horizontal.

Del total de los siete componentes de radiación solar enumerados, (a), (b), (c) y (e) son de interés más general.

6.2 Unidades de medida

Las unidades corresponden al Sistema Internacional (SI). Para las variables meteorológicas de la radiación se recomiendan las siguientes unidades:

Para magnitudes totales (integradas sobre el intervalo completo de longitudes de onda):
Irradiancía: vatios por metro cuadrado (Wm^{-2})
Exposición radiante: julios por metro cuadrado (Jm^{-2})
Para magnitudes espectrales:
Irradiancia espectral: vatios por metro cuadrado por nanómetro ($W\ m^{-2}\ nm^{-1}$)
Exposición radiante: julios por metro cuadrado por nanómetro ($J\ m^{-2}\ nm^{-1}$)

De acuerdo con las recomendaciones del SI, también pueden emplearse los múltiplos y submúltiplos (potencias de 10^3) de cada una de estas unidades (... G, M, k, m, μ, n...). En los Cuadros 6.2 y 6.3 figuran los factores de conversión de las diferentes unidades.

Cuadro 6.2 Conversión de diferentes unidades de irradiancia

Irradiancia	Para convertir en Wm^{-2} multiplicar por:
$mW\ cm^{-2}$	10.0
$kW\ m^{-2}$	1000.0
$cal\ cm^{-2}\ mm'$	696.8
mcal cm-- s-	41.868
$Btu\ ft^{-2}\ h^{-1}$	3.153
$Btu\ ft^{-2}\ min^{-1}$	189.2

Cuadro 6.3 Conversión de diferentes unidades de exposición radiante

Exposición radiante	Para convertir en Wm^{-2} multiplicar por:
$J\ cm^{-2}$	10000,0
$Cal\ cm^{-2}$	41868.0
$Kcal\ cm^{-2}$	4186.8
$Btu\ ft^{-2}$	11351.0

6.3 Clasificación de instrumentos de radiación

Antes de entrar en el tratamiento de los distintos instrumentos para medición de los componentes de radiación solar, consideremos la clasificación internacionalmente aceptada de estos instrumentos:

- **Pirheliómetro** es un instrumento para medición de la radiación solar directa a incidencia normal. Estos son, pirheliómetros primarios (patrón) y pirheliómetros secundarios, calibrados por referencia a uno primario.
- **Piranómetro** es un instrumento para medición de la radiación solar que emana de todo un hemisferio. Se utiliza para mediciones de radiación global y, junto con una pantalla circular, para mediciones de radiación celeste.
- **Pirgeómetro** es un instrumento para medición de la radiación atmosférica neta sobre una superficie negra horizontal orientada hacia arriba, a la temperatura del aire ambiente.
- **Pirradiómetro** es un instrumento para medir la radiación solar y terrestre. Un pirradiómetro neto es un instrumento para medir el flujo neto de radiación total hacia abajo y hacia arriba, a través de una superficie horizontal.

Los instrumentos de radiación son clasificados en distintas clases, según sus características de medición.

Sobre la base de determinaciones recientes por Brusa y Frölich (1980), el grupo de trabajo de la CIMO recomienda la aceptación por la OMM de un valor de la constante solar de 1.367 ± 0.007 KWm^{-2}. La imprecisión aparece, en parte, con motivo de la incertidumbre en la determinación, y también en la investigación del valor para la Referencia Radiométrica Mundial (RRM).

Todas las mediciones de radiación están referidas a la Hora Local Aparente (HLA).

Muchos instrumentos de radiación incorporan termopilas como elementos sensibles, y miden la salida como pequeñas fuerzas electromotrices. Los instrumentos de medición que se utilizan dependen de la

gama esperada de señales, de los requisitos relativos a exactitud y sensibilidad, y de la resistencia de entrada del instrumento de medición. Para mediciones instantáneas, a menudo son preferidos los potenciómetros portátiles, y para trabajos menos precisos, el sensor del instrumento se puede conectar a un milivoltímetro (microamperímetro) del tipo de aguja indicadora. Para registros continuos se utilizan, ya sea milivoltímetros registradores, o potenciómetros electrónicos autobalanceados.

6.4 Instrumento de medición de la radiación solar directa

La radiación solar directa se mide con los pirheliómetros, cuyas superficies sensibles son expuestas normalmente a los rayos del Sol. Con el uso de diafragmas se miden solamente la radiación del disco solar y una muy pequeña corona circular del cielo. Los instrumentos se apuntan hacia el Sol usando un dispositivo auxiliar y se ajustan en acimut y elevación mediante un mecanismo especial.

Los registros continuos con instrumentos de radiación solar directa son posibles gracias a un montaje ecuatorial accionado por motor que tiene capacidad de seguir la «rotación alrededor de la Tierra» del Sol, con gran precisión.

6.4.1 Pirheliómetro de Yanishevsky

Es un pirheliómetro basado en un principio termoeléctrico con una termopila en estrella, y una sensibilidad de alrededor de 0.1 mV por $mWcm^{-2}$. La abertura del instrumento es de alrededor de 10 °, y su tiempo de respuesta completa de alrededor de 30 s.

6.4.2 Pirheliómetro de Moll-Gorczynsky

El pirheliómetro de Moll-Gorczynsky es un instrumento termoeléctrico que usa una termopila de manganina-constantan, actualmente de uso limitado. El dispositivo indicador es un milivoltímetro de aguja.

Algunos de los pirheliómetros (de Angström, disco de plata) son apropiados sólo para mediciones puntuales de la radiación solar directa. Otros (cualquier instrumento sensor de termopila) pueden utilizarse para un registro continuo de la radiación, a condición de que la señal sea aplicada a la entrada de un instrumento registrador (habitualmente un potenciómetro electrónico), y que el pirheliómetro mismo sea dirigido sobre el disco solar durante el día.

El equipo auxiliar para seguir al disco solar durante su travesía por el cielo se conoce como montaje ecuatorial (Figura 6.2). El dispositivo es activado eléctricamente, o por un mecanismo de relojería. Mediante un dispositivo reductor de engranajes, la rotación del eje al cual se halla sujeto el pirheliómetro se produce a una velocidad constante, siguiendo el movimiento del Sol. El eje de rotación es perpendicular al plano del ecuador celeste. El eje necesita ser ajustado diariamente a medida que cambia la declinación del Sol.

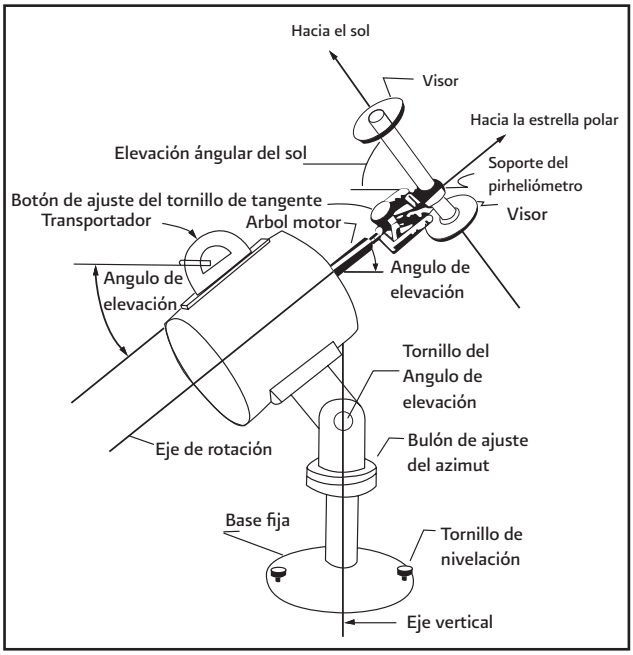


Figura 6.2 Montaje ecuatorial y pirheliómetro.

Las observaciones realizadas con el uso de un montaje ecuatorial necesitan supervisión continua por parte del personal calificado. Los montajes ecuatoriales accionados por motores sincrónicos eléctricos, que dependen de la estabilidad de la frecuencia de línea, tienden a desincronizarse con el movimiento del Sol.

Se deben tomar precauciones para que los cables del pirheliómetro no se retuerzan por el movimiento del montaje ecuatorial, que implicaría una carga suplementaria al motor y podría eventualmente producir daños al pirheliómetro mismo.

El elemento sensible de un pirheliómetro Eppley de incidencia normal para la medición total o espectral de la radiación solar directa, es una termopila de ocho uniones (de cobre constantan), con un receptor circular de un radio de alrededor de 5.5 mm, cubierto con negro de humo (Figura 6.8). En efecto, el instrumento se puede considerar una versión termoeléctrica de un pirheliómetro de disco de plata, dado que incorpora en su diseño algunas de las características básicas de ese instrumento.

El disipador térmico de la termopila está provisto de un termistor de compensación de temperatura. La dependencia de la temperatura es de ± uno por ciento, sobre una gama de temperaturas ambiente de -20 a 40 °C.

La termopila va montada en la base de un tubo de bronce, la abertura del cual admite una relación respecto de su longitud de 1:10, subtendiendo un ángulo de 5°43'30". El interior del tubo está provisto de diafragmas apropiados y va pintado de negro. Por fuera, el instrumento va cromado. El tubo está lleno de aire seco a presión atmosférica, y sellado por el extremo de observación por un suplemento de cristal de cuarzo de un milímetro de espesor, el cual se puede retirar.

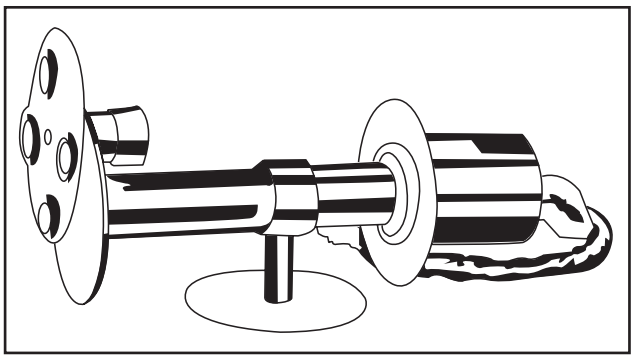


Figura 6.3 Pirheliómetro de Eppley de incidencia normal.

Se dispone de un dispositivo de mira y un disco de filtro giratorio manual. Para las mediciones del espectro total el disco giratorio admite tres filtros (OG1, RG2, RG8) y posee una abertura libre.

La sensibilidad de la pila es de 4 a 7 mV por 698 Wm^{-2} y su impedancia de alrededor de 200 ohmios. El tiempo de respuesta es de un segundo y la linealidad se halla preservada hasta 2791 Wm^{-2}.

El instrumento se puede usar para mediciones periódicas, así como para registros continuos de radiación. Esta última alternativa se puede realizar mediante el uso de un montaje ecuatorial y un registrador.

6.5 Instrumentos de la medición de la radiación solar total (global)

La medición de la radiación total del Sol y el cielo es de la mayor utilidad, y generalmente se toma sobre un área unitaria de una superficie horizontal e integrada en un periodo de tiempo. Esta cantidad está sujeta a variaciones amplias y rápidas y los valores instantáneos a menudo no son representativos. El registro y la integración de la radiación total son aspectos de la medición de este componente de la radiación.

El instrumento principal para la medición de la radiación total es el piranómetro. Generalmente es un instrumento expuesto a todas las condiciones climáticas, permanentemente instalado en el sitio de observación. El sensor está protegido por un domo de vidrio, y debido a que el funcionamiento del instrumento depende mucho de la condición de la cubierta protectora, las mediciones con un piranómetro requieren inspecciones frecuentes (por lo menos una por día).

6.5.1 Piranómetro Eppley

Del piranómetro Eppley hay disponibles dos versiones: el de dieciséis uniones, y el piranómetro Eppley de 180° de cincuenta uniones. Las uniones termoeléctricas están hechas de aleaciones de oro-paladio y de platino-rodio, respectivamente. En cada instrumento, las uniones calientes están en buen contacto térmico, pero no eléctrico, con el anillo de plata concéntrico interior, ennegrecido con negro de Parson. Las uniones frías están en buen contacto térmico, no eléctrico, con el anillo de plata concéntrico exterior, pintado de

blanco con óxido de magnesio. El diámetro total de la superficie receptora es de 29 mm. El disco de soporte central se halla a nivel con el sensor y blanqueado de forma similar (Figura 6.4).

El conjunto de anillos concéntricos está sellado herméticamente dentro de una ampolla de vidrio óptico de soda y cal, de 75 mm de diámetro. La ampolla protectora se encuentra llena de aire seco.

Tanto los receptores blancos como los negros tienen similares propiedades de absorción en lo que concierne a la radiación de onda larga, lo que minimiza el efecto de la radiación de onda larga de la esfera de vidrio. Con respecto a la radiación solar de onda corta, el anillo blanco posee una reflectividad alta, mientras que el negro tiene una alta absorción. Esto determina una buena respuesta de tensión cuando se expone a la radiación solar, respuesta que es lineal dentro de la gama de medición.

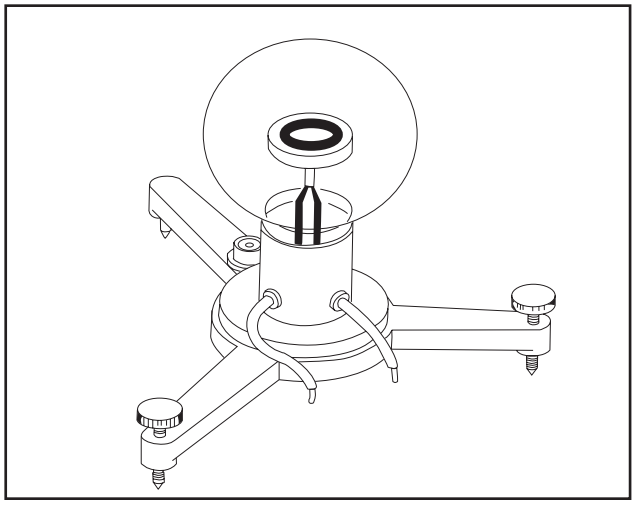


Figura 6.4 Piranómetro de Eppley de 180°

La sensibilidad del modelo de diez uniones es de alrededor de 2.0 mV por 698 Wm^{-2} (resistencia alrededor de 30 a 40 Ω); el modelo de cincuenta uniones tiene una sensibilidad de alrededor de 7 a 8 mV por 698 Wm^{-2} y una resistencia de alrededor de 100 Ω. El tiempo de respuesta para el 99 por ciento de la señal de salida es de alrededor de 30 s, y su dependencia de la temperatura se ubica dentro de la gama de -0.06 a -0.12 % por grado Celsius.

Para registros continuos de la radiación solar total con el piranómetro de Eppley, se utiliza un potenciómetro electrónico (Speedomax W o alternativo).

Los totales de radiación solar se pueden obtener mediante un integrador (el Integrador de Disco de Leeds y Northrup Serie 300 o similar).

6.5.2 Piranómetro de Moll-Gorczynsky

El sensor del piranómetro de Moll-Gorczynsky consta de catorce uniones termoeléctricas de manganina-constantan dispuestas en forma de rectángulo, de aproximadamente 14 x 10 mm (Figura 6.5). Las uniones calientes se alinean a lo largo de la mitad de la superficie receptora, la cual va pintada de negro. Las uniones frías están en buen contacto térmico, pero no eléctrico, con la caja de bronce grueso del instrumento. La superficie receptora rectangular del instrumento va montada al mismo nivel de la carcasa metálica, que está cromada por fuera. El sensor está protegido de las condiciones atmosféricas por un domo de vidrio doble, siendo cada hemisferio de 2 mm de espesor y de diámetros externos de 30 y 50 mm respectivamente. Las esferas están selladas por una serie de estrías en la parte superior del instrumento.

El instrumento está provisto de un desecador o deshidratante y un disco de resguardo para impedir que la radiación afecte las uniones desde abajo.

La sensibilidad del sensor es de 7 a 8 mV por 698 Wm^{-2} y la resistencia aproximadamente de 10 Ω. El 99% del tiempo de respuesta es de alrededor de 15s. Algunos autores informan que un coeficiente de temperatura negativa asciende a –0.1 por ciento, por grado Celsius.

Un modelo fabricado por Kipp y Zonen, conocido como el solarímetro CM-6, tiene las siguientes características:

- Gama de transmisión de los domos de vidrio -300 nm a 2.5 μm
- Sensibilidad de alrededor de 8 mV por 698 Wm^{-2} (115 mV por Wcm^{-2})
- Resistencia interna alrededor de 10 Ω
- Mayor exactitud que el 1%
- Mejor linealidad que el 1% sobre la gama total
- Coeficiente de temperatura de 0.15% por grado Celsius
- El 99% del tiempo de respuesta de alrededor de diez segundos

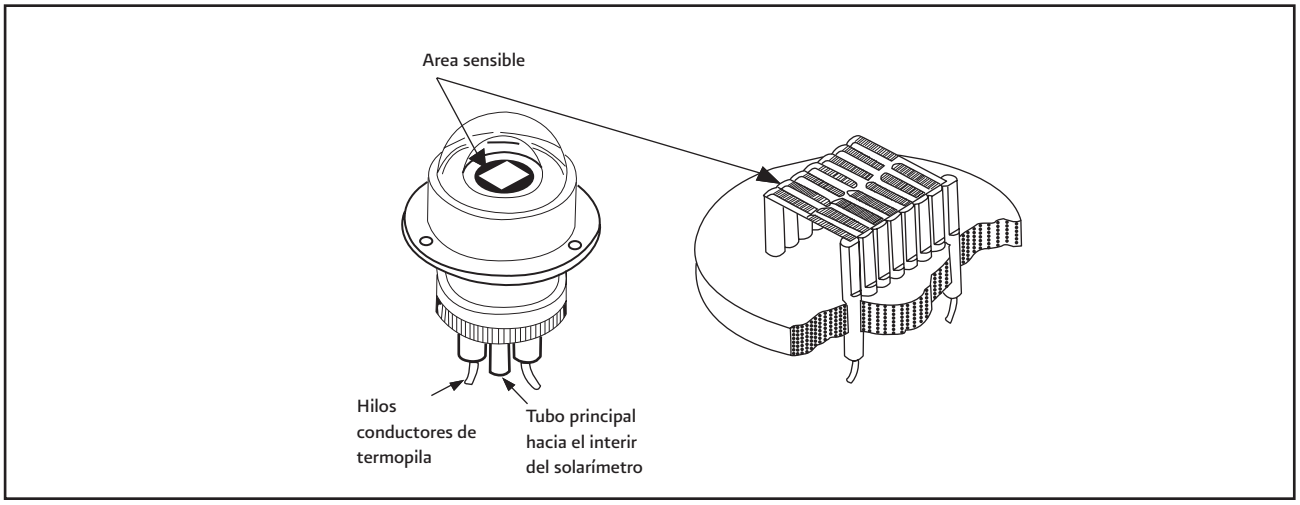


Figura 6.5 Área sensible del solarímetro de Moll-Gorczynsky.

El solarímetro CM-6 es usado con el integrador CC-1 o CC-2 y el potenciómetro de registro electrónico BD 7/8.

6.5.3 Piranómetro de Yanishevsky

Es un instrumento termoeléctrico que usa uniones termoeléctricas calientes y frías pintadas respectivamente de negro (negro de humo) y blanco (óxido de magnesio). El sensor, que mide 3 x 3 mm está protegido por un domo de vidrio y provisto con un desecador (gel de sílice).

La sensibilidad del instrumento es de alrededor de 0,1 mV por m Wcm^{-2} (10 W m^{-2}), y el 99% del tiempo de respuesta de alrededor de 30s.

Los totales de radiación solar se pueden obtener mediante un integrador. Una forma simple de integración está basada en el principio de esfera y disco giratorio mecánico (integrador de disco, Serie 300, de Leeds y Northrup Figura 6.6). Este integrador es un accesorio del registrador potenciométrico (Speedomax W).

Una bola colocada sobre un disco plano, animada por un movimiento de rotación, gira sobre sí misma a una velocidad proporcional a su distancia al centro del disco. Al disco que acciona la esfera lo hace girar un motor de corriente alterna, a una velocidad constante. La bola se mueve a través del disco por intermedio de una conexión mecánica, cada vez que el indicador del registrador se mueve de su línea de base. La bola, al girar, acciona un eje de roldana, el cual está acoplado a un generador de impulsos. Este amplifica la rotación a través de un tren de engranajes multiplicador, y hace girar un imán permanente frente a un relé de mercurio. El resultado final es una serie continua de impulsos eléctricos proporcional a la ordenada de la variable registrada (la posición del indicador de registro por arriba de la línea base). La salida de impulso se utiliza para el avance de un contador electromecánico o impresor digital, el cual provee la suma de los impulsos en un período de tiempo seleccionado. Después de la lectura de la radiación total, el integrador es reconectado y la integración recomienza para el próximo período de tiempo.

Una concepción diferente del generador de impulsos está basado en un principio fotoeléctrico (Figura 6.6). En vez de un imán permanente, un disco interruptor de haz luminoso gira interrumpiendo la luz que cae sobre un fotodiodo, desde una bombilla eléctrica pequeña. Estos impulsos luminosos se procesan casi en la misma forma anteriormente citada.

La exactitud alcanzada mediante el disco integrador es de ± 0.1% de la desviación total o de ± 1 de la impulsión al más grande de los valores. La linealidad es de 0.1% de la desviación total (abreviatura en inglés F.S.D.) y la salida máxima es de 1200 p.p.m.

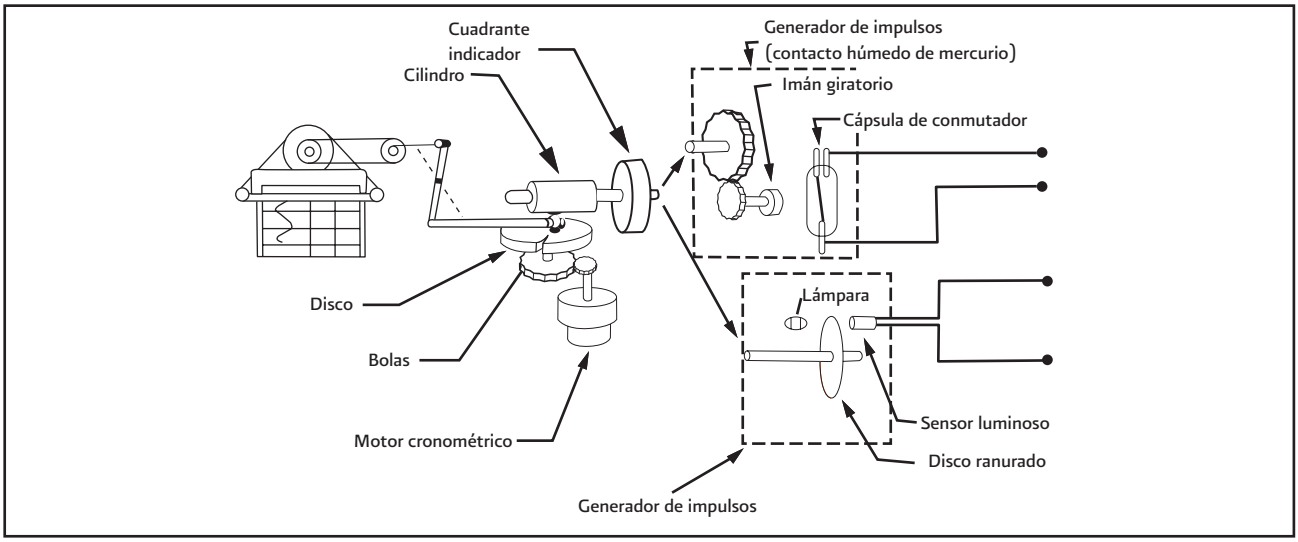


Figura 6.6 Esquema de un integrador electromecánico (Serie 300)

El integrador se puede utilizar con un piranómetro Eppley de 180°. En la Figura 6.7 se muestra una versión eléctrica de un integrador. En este integrador a los impulsos fotoeléctricos del piranómetro es aplicada a un amplificador de tensión del instrumento. La amplificación de tensión puede ser determinada por un dispositivo de calibración constante del piranómetro. A la salida del amplificador de tensión se obtiene una tensión calibrada (10 mV por 698 Wm^{-2}) que se emplea para registro con un potenciómetro electrónico. La tensión amplificada es convertida en corriente y subsecuentemente en frecuencia de repetición de impulsos. El tren de impulsos es aplicado a la entrada de un formador de impulsos (un multivibrador monoestable), y los impulsos rectangulares son contados por dos contadores electromecánicos, sucesivamente conmutados después de un periodo operacional de doce horas (tiempo de conmutación 0.00 LMT). En la evaluación del recuento se usa un coeficiente de conversión (20 unidades por 41.868 J m^{-2}, para un modelo particular). Los contadores están provistos de un botón de reconexión, que se aprieta cuando está apagado después de leer la indicación.

El integrador eléctrico tiene mejores características que el mecánico y un factor de confiabilidad más alto. Un diseño particular (CC-1 Kipp y Zonen), tiene una gama de señales de entrada de 0 a 20 mV una exactitud mayor de 0.5%, una linealidad mejor que el 0.3% de la desviación total, una resistencia a la entrada de 25 Ω, un máximo de una falsa impulsión por hora y un coeficiente de temperatura de 0.1% por grado.

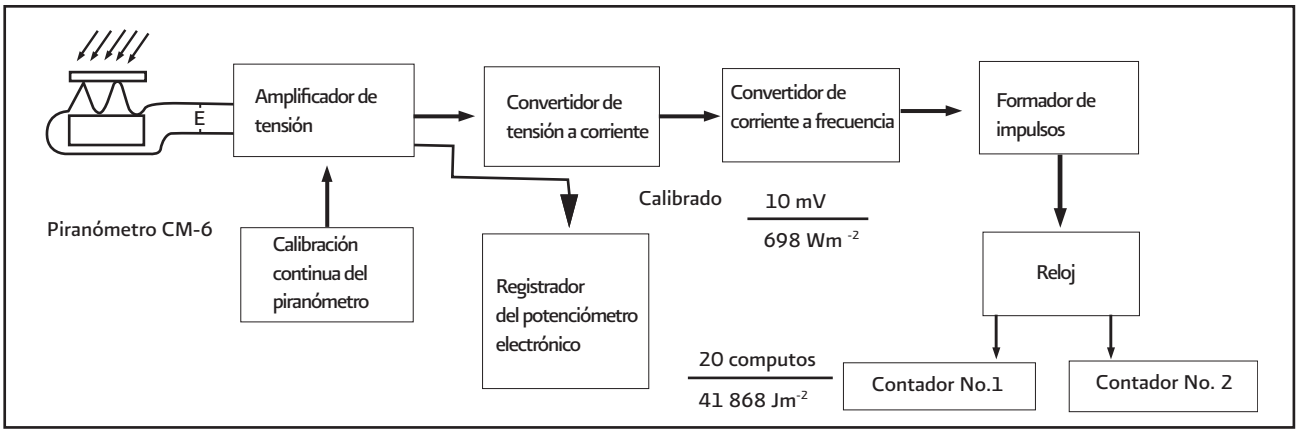


Figura 6.7 Diagrama de bloques de un integrador electrónico (CC-1)

6.5.4 Piranógrafo bimetálico de Robitzsch

El piranógrafo bimetálico de Robitzsch está diseñado para proveer un registro continuo, usando un aparato de relojería de 24 horas, de la radiación total (sol y cielo) que incide sobre una superficie horizontal.

El sensor del instrumento (esquina superior izquierda de la Figura 6.8) consta de dos pares de bandas bimetálicas (5), un par pintado de negro, el otro de blanco, unidas a una placa metálica común en un extremo, mientras que los extremos de las bandas blancas están sujetas al armazón del instrumento, y los de las ennegrecidas están unidas al mecanismo registrador del instrumento. Se obtiene así, por el efecto de la temperatura ambiente, un dispositivo compensador de temperatura. La desviación del "extremo libre" de las bandas negras es transmitida mediante un sistema amplificador de palancas a la plumilla registradora (10). Las bandas negras y blancas unidas a una placa común por uno de los extremos, se flexionan en direcciones opuestas por un cambio de la temperatura del aire entre ellas, y reaccionan sólo a una diferencia de temperatura resultante de la radiación solar. El registro se obtiene sobre una banda accionada por aparato de relojería (diario o semanal) en tinta.

El domo de cristal, herméticamente sellado (1), es transparente a la radiación en la gama de longitudes de onda de 0.36 a 2.5 μm. El deflector pintado de blanco (6) debajo del conjunto del sensor, evita que las reflexiones de luz extrañas del interior del estuche afecten las mediciones.

Dependiendo de la calibración, la división de escala más pequeña de la banda del instrumento corresponde aproximadamente a 3.5 Wm^{-2}, siendo la desviación total de 1744.5 Wm^{-2}.

Un estuche hermético al aire y a la humedad, pintado de blanco para reducir la absorción del calor, cubre los sensores y el mecanismo de registro. El estuche tiene goznes a un extremo del armazón del instrumento para un acceso completo a la banda y el mecanismo. Una pequeña ventana (2) en el frente del estuche permite la lectura de la banda sin abrir el instrumento. Se proveen juntas de goma y retenes de cierre de roscado hermético (12), para posibilitar el sellado del estuche contra los elementos. El vapor de agua dentro del estuche es absorbido por una sustancia higroscópica

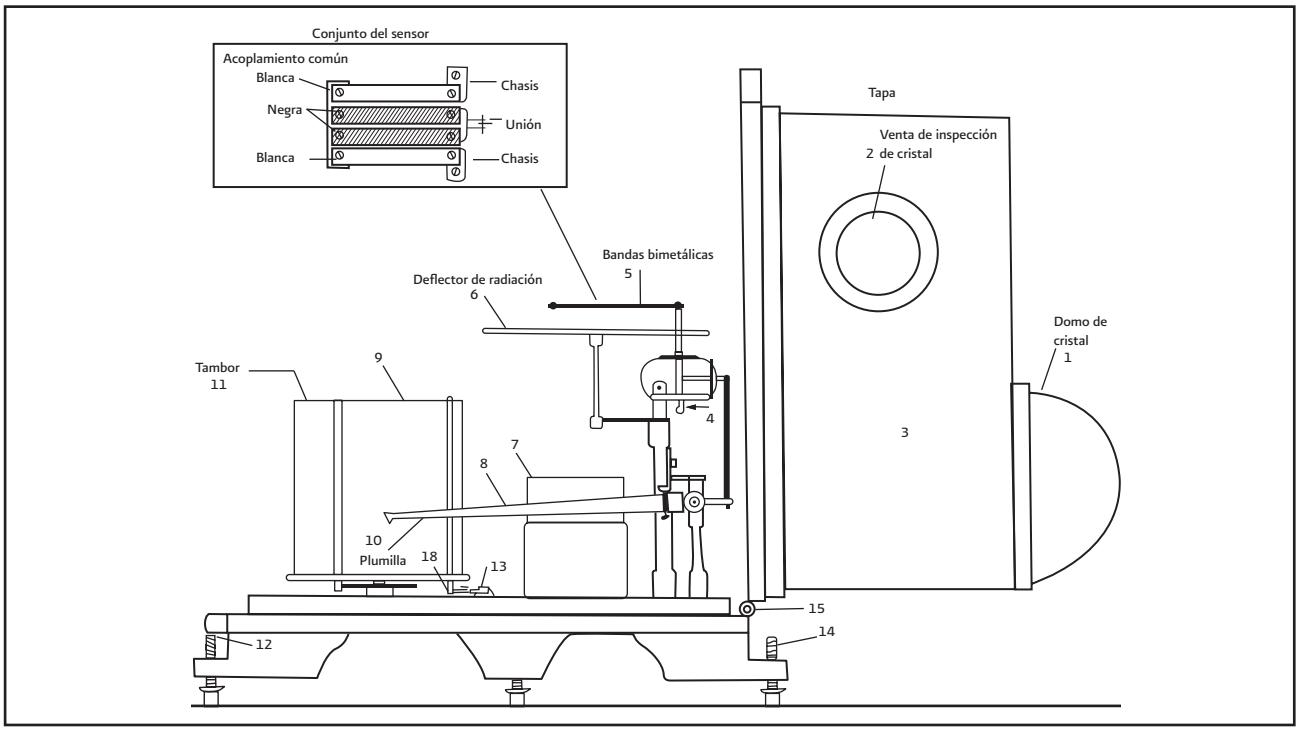


Figura 6.8 Piranógrafo mecánico (tipo Robitzsch)

ubicada en un pequeño recipiente (7). Esto impide la condensación sobre el conjunto del sensor y el domo de cristal (las bandas negras son probablemente más afectadas por condensación debido a que ellas aumentan su radiatividad más intensamente). Para facilitar el nivelado preciso del instrumento en el lugar de la observación, se dispone de tornillos de nivelación (14) y un nivel de alcohol.

El piranógrafo de Robitzsch debe instalarse en un lugar sin obstrucciones que puedan proyectar sombras o reflejar radiación sobre el instrumento. Para tal propósito se pueden usar los techos de edificios altos. La pequeña abertura de observación del instrumento debe estar de cara al norte verdadero.

El piranógrafo de Robitzsch es un instrumento robusto que necesita muy poco mantenimiento. El conjunto de mecanismo y sensor debe preservarse libre de polvo, limpiándolo asiduamente con un cepillo de pelo de camello suave. Se debe lubricar periódicamente con aceite de máquina ligera a los distintos pivotes. El domo de cristal debe mantenerse limpio y perfectamente transparente. Mientras el instrumento esté en reparación, el brazo de la plumilla debe levantarse de la banda por el dispositivo de elevación de la plumilla (13).

En el recipiente (7) siempre se guarda una bolsita de sustancia desecante. El gel de sílice recuperará sus características desecantes si se calienta en un horno a cerca de 350 0C durante dos o tres horas.

6.6 Ubicación y exposición de los instrumentos de medición de la radiación solar

Al seleccionar un lugar para una nueva estación radiométrica, se deben tener en cuenta algunas consideraciones:

La posición de la nueva estación en relación a las estaciones radiométricas ya existentes.

Proximidad de una estación aerológica a la estación de radiación por establecer.

Disponibilidad de personal calificado y posibilidades de mediciones continúas para un lapso de tiempo climatológicamente significativo.

Para la selección de instrumentos de medición de la radiación solar se deben tener en cuenta los siguientes requisitos:

El sitio debe proveer una visión continua del Sol, del amanecer al anochecer durante todo el año. Los instrumentos de medición de radiación solar deben estar firmemente fijados a un soporte rígido, próximo a la instalación bajo techo de teleindicadores y/o instrumentos registradores. Un techo plano proporciona un sitio de observación de radiación solar apropiado. El sitio de radiación solar debe estar alejado de las fuentes de contaminación y de radiación distintas de la solar.

Con la instalación de instrumentos de teleindicación de radiación solar basados en principios termoeléctricos, se recomienda el uso de cables blindados con dispositivos de puesta a tierra en ambos extremos.

6.7 Mantenimiento, control y comprobación de los Instrumentos de medición de la radiación solar

Es esencial mantener los domos de vidrio de los pirheliómetros y piranómetros limpios y perfectamente transparentes, y es parte de la rutina diaria de las observaciones. Primero deben ser limpiados con un cepillo de pelo de camello, y luego lavados y secados.

Los montajes ecuatoriales necesitan ser atendidos durante todo el día.

La posición del parasol debe verificarse todos los días, teniendo en cuenta la declinación solar.

Un piranómetro puede ser verificado con otro, exponiendo y operando ambos, uno al lado de otro, por un periodo prolongado de tiempo, bajo condiciones de radiación variables. Se pueden tomar lecturas de los instrumentos a intervalos de tiempo muy cortos o mejor aún, registrar las señales de salida de ambos.

Los piranómetros se pueden calibrar bajo techo usando una esfera integradora. La esfera, de alrededor de 180 cm de diámetro, tiene goznes para abrirse en su plano ecuatorial. El interior está adaptado a una mesa giratoria capaz de acomodar tres piranómetros

para calibración. Se usan como fuentes de radiación seis lámparas de 150 W cada una. Las lámparas son subalimentadas con alrededor del 90 por ciento de su tensión a partir de una fuente nominal estabilizada al 0.1 por ciento. El aire es forzado a penetrar al interior de la esfera desde su tope, y expulsado por su parte inferior, manteniendo así la temperatura del aire razonablemente estable (hasta 6 °C de aumento de temperatura por arriba de la temperatura ambiente). Se registran las señales de salida de los tres piranómetros. Dentro de la esfera se monitorea la temperatura del aire.

Los piranógrafos bimetálicos tienden a variar sus factores de calibración con mayor rapidez que los instrumentos eléctricos. Esto se debe principalmente al deterioro de la pintura del sensor y a cambios de sus coeficientes de absorción de radiación, causados por las condiciones atmosféricas. Por esta razón, la calibración del instrumento debería llevar a cabo una comparación con un instrumento de termopila, durante un cierto número de días despejados, a diferentes temperaturas ambiente y condiciones de radiación (lecturas a intervalos de tiempo que no excedan los 30 minutos). Durante los procedimientos de calibración se debe conceder la debida atención a la diferencia de tiempos de respuesta entre el instrumento calibrado y a calibrar. Las observaciones de la mañana y de la tarde deben ser iguales en número.

Los resultados de las observaciones deben representarse en un gráfico de coordenadas rectangulares: Is la intensidad solar según el instrumento patrón; Ir la intensidad solar según el instrumento calibrado. Obtenidos todos los resultados se traza una línea adaptada a los datos, cuya pendiente corresponde al coeficiente de corrección para el instrumento calibrado (Figura 6.9).

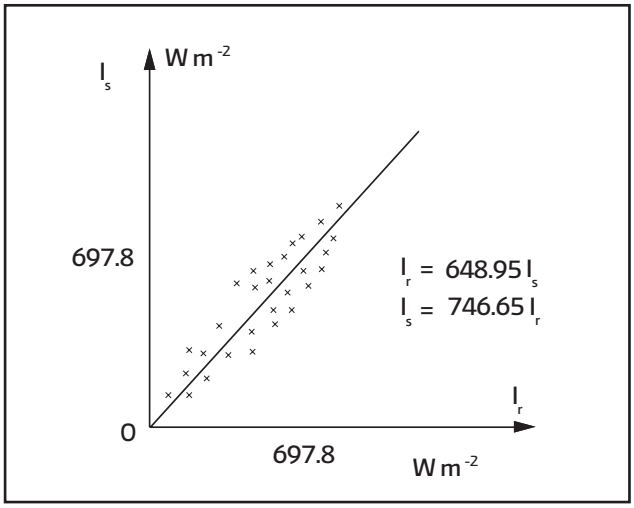


Figura 6.9 Gráfico de Is en función de Ir para propósitos de calibración.

Los gráficos son planimetrados con el objeto de encontrar los totales horarios y diarios de la radiación solar, a partir de los registros del piranógrafo bimetálico, es decir que se mide el área de superficie de la zona por debajo de la curva del gráfico mediante un planímetro mecánico. Se calcula un coeficiente A de reducción, relativo a la unidad de área del gráfico (un centímetro cuadrado) y la cantidad de radiación por unidad de área (en julios por metro cuadrado).

Si a es la intensidad de radiación en $Wm^{-2}/1$ mm de ordenada de registro, y M es un período de una hora expresado en milímetros a lo largo de la abscisa, el valor de A se obtiene de la relación:

$$A = \frac{60.a}{100.M} \qquad (6.3)$$

Antes de la evaluación del gráfico puede ser necesaria una corrección para la puesta en hora del instrumento, teniendo en cuenta la inexactitud del mecanismo de relojería.

La exactitud del piranógrafo bimetálico está entre 5 y 10%.

6.8 Horas de observación

En una red mundial de medidas de la radiación es importante que los datos sean homogéneos no sólo en cuanto a calibrado, sino también con respecto a los instantes en que se efectúa la observación. Para México el reporte es a las 06 GMT en el Grupo $V_sF_{24}\ F_{24}\ F_{24}\ F_{24}$ de la clave FM 12-XI SYNOP. Así pues, todas las medidas de la radiación deben referirse a lo que se conoce en algunos países como Tiempo Aparente Local (TAL) y en otros como Tiempo Solar Verdadero (TST). No obstante, el Tiempo Universal resulta atractivo para los sistemas automáticos debido a la facilidad de su empleo, pero únicamente es aceptable si la reducción de los datos al TST no introduce una pérdida significativa de información (es decir, si la frecuencia de toma de datos es suficientemente alta)

6.9 Calibración de instrumentos de radiación

La calibración de un instrumento consiste en determinar su factor de calibración y la dependencia de éste de condiciones ambientales tales como:

- La temperatura
- El nivel de irradiancia
- La distribución espectral de la irradiancia
- La variación temporal
- La distribución angular de la irradiancia
- La inclinación del instrumento

Normalmente, deben especificarse las condiciones ambientales de la comprobación, que pueden ser bastante diferentes para distintas aplicaciones. En consecuencia, en el certificado de calibración deben especificarse con cierto detalle tanto el método empleado como las condiciones de realización.

Existe toda una serie de métodos de calibración de piranómetros en los que se recurre a la utilización del sol o a fuentes de laboratorio:

- Por comparación con un pirheliómetro patrón, utilizando el sol como fuente, con un disco de sombreado separable del piranómetro.
- Por comparación con un pirheliómetro patrón para el haz solar directo y un piranómetro cubierto con pantalla para la parte difusa.
- Por comparación con un piranómetro patrón, utilizando el sol como fuente, o bajo otras condiciones naturales de exposición (p. ej. un cielo nuboso uniforme).
- En el laboratorio sobre un banco óptico con una fuente artificial, bien con incidencia normal o con cierto azimut y altura especificados, por comparación con un piranómetro similar calibrado previamente al aire libre.
- En el laboratorio, con ayuda de una cámara de integración que simule la radiación celeste difusa, por comparación con un tipo similar de piranómetro calibrado previamente en el exterior.

En cualquier caso el piranómetro debe calibrarse en la posición normal de utilización. En las secciones que figuran a continuación se describen detalladamente cada uno de estos métodos.

6.9.1 Por referencia a un pirheliómetro patrón

El primero de estos métodos implica la exposición simultánea, al aire libre, del piranómetro en ensayo y de un pirheliómetro patrón, dispuestos ambos en dirección al sol. En principio se efectúa una comparación entre la componente vertical calculada de la intensidad solar medida por un pirheliómetro, y la que ha medido el piranómetro. Deben escogerse situaciones de cielo despejado y radiación estacionaria (juzgada a partir del registro). La componente directa se elimina temporalmente del piranómetro cubriendo toda la parte superior externa del instrumento con un disco de tamaño adecuado montado sobre una varilla delgada y mantenido a cierta distancia. El diámetro del disco y la distancia a la superficie receptora deben elegirse de modo que el ángulo cubierto con pantalla sea aproximadamente igual al ángulo de abertura del pirheliómetro empleado (p. ej. un disco de unos 90 mm de diámetro situado a una distancia de 1 m corresponde a un semiángulo de 2.5°). Esta disposición ocluye tanto el haz solar directo como la radiación celeste circunsolar, las cuales caen ambas sobre el elemento sensor del pirheliómetro. El período requerido para el ocultamiento depende del carácter estacionario del flujo de radiación y del tiempo de respuesta del piranómetro, incluyendo el intervalo de tiempo necesario para que la temperatura y la emisión de onda larga de la cúpula de vidrio alcancen el equilibrio; en general deben ser suficientes de tres a diez minutos.

La sustracción del valor promediado sobre el intervalo de sombreado del correspondiente valor promediado sobre el intervalo expuesto proporciona V, componente vertical de la radiación solar directa S medida por el pirheliómetro, es decir, su proyección sobre la superficie horizontal.

Así pues:

$$S = senh = V.k \quad (6.4)$$

o sea

$$k = \frac{S}{V}.sen(h) \quad (6.5)$$

Donde:

S = Irradiancia solar directa para una incidencia normal medida por el pirheliómetro (Wm^{-2})

V = Señal de salida del piranómetro (μV) debida al haz solar directo

h = Altura solar

k = Factor de calibración ($Wm^2\ \mu V\text{-}'$) que es la inversa de la sensibilidad ($\mu V\ W\text{-}'\ m^2$)

La altura solar debe medirse durante la operación de sombreado, o calcularse (con una precisión de 0.1°) para este período a partir de la hora solar. Debe también anotarse la temperatura media del instrumento o la temperatura ambiental.

6.9.2 Por referencia a un pirheliómetro patrón y un piranómetro cubierto

Este método es similar al descrito en el apartado anterior, excepto que el piranómetro que se desea calibrar permanece siempre en su condición normal de operación, es decir, no se cubre con una pantalla y se irradia alternativamente. La componente vertical de la radiación solar directa se determina nuevamente a partir de la señal de salida del pirheliómetro, pero la radiación difusa se mide ahora con un segundo piranómetro que está protegido continuamente del haz solar directo. Como durante un día despejado la irradiancia difusa es solamente alrededor del 10 por ciento de la radiación global, no es necesario conocer con mucha precisión el factor de calibración del segundo piranómetro. El factor de calibración se calcula entonces de acuerdo con la expresión:

$$S.sen(h) = V_s K_s = V.k \quad (6.6)$$

O sea

$$k = (S.sen(h) + V_s k_s)/V \quad (6.7)$$

Donde:

S= irradiancia solar directa medida con el pirheliómetro ($W\ m^{-2}$)

V= señal de salida del piranómetro que se desea calibrar (μV)

VS= señal de salida del piranómetro cubierto con una pantalla (μV)

H= altura solar en el instante de la lectura

K= factor de calibración del piranómetro que se desea calibrar ($Wm^{-2}\ \mu V^{-1}$)

K_5= factor de calibración del piranómetro cubierto con una pantalla ($Wm^{-2}\ \mu V^{-1}$)

Debido a efectos térmicos en las cúpulas de vidrio, la sensibilidad de algunos piranómetros puede ser diferente en condiciones normales y de sombreado. Por esta razón resulta preferible este método.

Tanto para uno como otro método, es difícil formular recomendaciones acerca de un número específico de determinaciones de esta clase sobre las que basar el cálculo del factor de calibración del piranómetro. No obstante, puede calcularse el error tipo de la media, que debe ser inferior al límite de precisión deseado cuando se han efectuado suficientes lecturas. Las principales variaciones (aparte de las fluctuaciones debidas a las condiciones atmosféricas y a limitaciones de observación) se deben a:

- Desviaciones de la ley de respuesta cosenoidal, en particular para alturas solares inferiores a 10° (por esta razón es mejor restringir el trabajo de calibración a las ocasiones en que la altura solar excede de 30°)
- La temperatura ambiente
- Una nivelación imperfecta de la superficie receptora
- La linealidad de la respuesta del instrumento

6.9.3 Por comparación con un piranómetro de referencia

Esta comparación entraña la utilización simultánea de dos piranómetros montados horizontalmente, uno junto a otro, al aire libre durante un período suficientemente prolongado como para llegar a resultados representativos. Si los instrumentos son del mismo tiempo,

deben bastar uno o dos días. Cuanto más acusada sea la diferencia entre los dos tipos, más dilatado debe ser el periodo de comparación. No obstante, puede reemplazarse un período extenso por diversos períodos cortos que cubran condiciones típicas (despejado, nuboso, cubierto, lluvia, nieve, etc.). La obtención del factor del instrumento resulta directa. Si se emplean registradores de banda, debe efectuarse una selección entre las dos series de registros, de las ocasiones en que las trazas son lo suficientemente altas y razonablemente suaves. Con el objeto de calcular k=R.kr, donde kr es el factor de calibración del instrumento de referencia y k el factor de calibración a obtener, pueden utilizarse cada uno de los valores medios de la relación R entre la respuesta del instrumento de ensayo y la del instrumento de referencia. Si se emplean integradores de voltaje o registradores de datos de barrido rápido pueden utilizarse también condiciones de radiación fluctuantes.

La temperatura media de los instrumentos y la temperatura ambiente deben registrarse durante todo el proceso de calibración en el exterior para que puedan tenerse en cuenta todos los efectos de la temperatura.

6.9.4 Por comparación en el laboratorio

Existen dos métodos que implican fuentes luminosas artificiales de laboratorio que proporcionen radiación directa o difusa. En ambos casos el piranómetro de ensayo y otro patrón de referencia verifican la exposición bajo las mismas condiciones.

En uno de los métodos, la exposición se realiza frente a una lámpara de filamento de tungsteno estabilizada, instalada en el extremo de un banco óptico. Una fuente práctica para este tipo de proceso es una lámpara halógena de 0.5 a 1 kW, montada en una caja metálica refrigerada por agua y con ventilación forzada, con su emisión limitada al espectro solar por una ventana de cuarzo. Esta clase de lámpara puede utilizarse siempre que el instrumento patrón y el instrumento que se desea calibrar tengan la misma respuesta espectral. Para calibraciones generales debe emplearse una lámpara de xenón a alta presión con filtros que proporcionen un espectro solar aproximado. Cuando los piranómetros se calibran de este modo, los efectos de reflexión deben excluirse de los instrumentos empleando pantallas negras.

El procedimiento usual consiste en instalar el instrumento de referencia y medir el flujo radiante. A continuación se retira el instrumento de referencia y se repite la medida utilizando el instrumento en ensayo. Posteriormente, se vuelve a colocar el instrumento de referencia y se realiza otra determinación. La alternancia repetida con el instrumento de referencia debe proporcionar una serie de datos de medida de buena precisión: alrededor del 0.5 por ciento.

En el segundo método, la calibración se realiza mediante el empleo de un sistema luminoso de integración del tipo de una esfera o semiesfera iluminada por lámparas de tungsteno, con la superficie interior recubierta de pintura blanca difusa altamente reflectora. Este sistema presenta la ventaja de una exposición simultánea del piranómetro de referencia y del instrumento que se desea calibrar. Como la esfera o semiesfera simula un cielo con radiancia más o menos uniforme, predominan los errores angulares del instrumento a 45°. Como el error del coseno es bajo a estos ángulos, la diferencia entre los factores de calibración obtenidos por este método y con incidencia normal debe ser pequeña. La repetibilidad de las medidas con esfera de integración se encuentra generalmente dentro del intervalo del ±0.5 por ciento. En cuanto a la fuente utilizada para iluminar la esfera, se aplican las mismas consideraciones que para el primer método.

6.9.5 Comprobaciones rutinarias en relación con los factores de calibración

Existen diversos métodos para comprobar la constancia de calibración de los piranómetros que dependen del equipo disponible en cada estación particular. No se insistirá demasiado en que conviene aprovechar todas las ocasiones para comprobar el funcionamiento de los piranómetros cuando se llevan a cabo trabajos prácticos sobre el terreno.

En las estaciones que lleven a cabo mediciones sobre el terreno en las que se disponga de patrones cuidadosamente conservados (tanto pirheliómetros como piranómetros) pueden emplearse los procedi-

mientos básicos de calibración descritos en el párrafo 6.9. Cuando no se disponga de patrones, pueden utilizarse otras técnicas. Si en la estación existe también un registro de medida de la radiación solar directa, pueden examinarse los dos registros para comprobar la coherencia de las mediciones recurriendo para ello al método utilizado para la normalización directa explicado en el párrafo 6.9.4. Esta simple comprobación debe efectuarse frecuentemente. Si simultáneamente se lleva un registro de la radiación difusa, los dos registros deben examinarse frecuentemente a efectos de coherencia, retirando el disco o banda de sombreado. El registro puede verificarse con ayuda de un patrón de referencia itinerante enviado a este propósito por la estación central de la red o por una estación próxima. Por último, puede cambiarse el piranómetro por otro semejante enviado por la estación central, a la que se devuelve el original para su renormalización. Cualquiera de los dos últimos métodos debe utilizarse como mínimo una vez por año. Los piranómetros que normalmente miden la radiación solar reflejada deben ponerse en posición vertical y comprobarse utilizando los métodos descritos anteriormente.

6.10 Instructivo para la lectura y reporte de la radiación solar registrada por los piranógrafos Ota-Keiki de la red de observatorios del Servicio Meteorológico Nacional

Introducción

Se entiende por radiación solar global al flujo (energía por unidad de tiempo) de radiación solar que incide en una superficie horizontal por unidad de área proveniente del sol y de toda la bóveda celeste. La radiación que proviene del sol se llama radiación directa y la radiación que proviene de otras direcciones se llama radiación difusa. La suma de ambas radiaciones se llama radiación global y es que se mide por medio de los piranógrafos.

Instrucciones

Para realizar la lectura correcta de este instrumento se necesita:

A. Contar con la sensibilidad del instrumento, también llamada constante del instrumento o factor K, en el caso de los instrumentos OTA-KEIKI este se denomina INDEX.
B. Calcular la constante de la gráfica.
C. Leer el área bajo la curva diaria de la radiación solar de la gráfica del instrumento.
O. Obtener el valor de la radiación solar diaria.
E. Reportar el valor en el informe sinóptico y en la hoja SMN /821s1100.

A continuación se describen con detalle los pasos mencionados arriba para obtener el valor de la radiación.

A. Obtención del valor de la sensibilidad del instrumento (CI).

Para ello se debe tener el dato de la placa que viene en el instrumento junto al nivel interior del mismo, este valor puede ser por ejemplo: 0.3 y viene dado en cal/cm^2/min.

B. Cálculo de la constante de la gráfica.

Ésta se obtiene con la siguiente ecuación:

$$Cg = \frac{(Ci.a)m}{a.b} \cdots (cal/cm^2)/cm^2$$

En donde:

Cg= Constante de la gráfica.
Ci= Sensibilidad del instrumento o INDEX (cal/cm^2/min/cm)
a= Altura en cm^2 del rectángulo de graficación medida desde el nivel de cero hasta la marca correspondiente al máximo de la escala impresa en la tira.
b= Es la base en cm del rectángulo de graficación de los siete días de registro.
m= Es el número de minutos de siete días correspondientes a la base del rectángulo de graficación (10080 mm).

Por ejemplo:

El cálculo de la constante de la gráfica para todos los instrumentos OTA-KEIKY con graficación semanal (7 días) la constante se calcula como sigue:

Ci= 0.33 cal /cm^2 /min /cm
(varia dependiendo del instrumento)
a= 5.0 cm
(para todos los instrumentos de gráfica semanal)
b= 29.0 cm
(para todos los instrumentos de gráfica semanal)
m= 10080 min
(para todos los instrumentos de gráfica semanal)

Aplicando la fórmula se obtiene:

$$Cg = \frac{(0.33x5x10080)}{(5x29)} = 117.25x\left(cal / cm^2\right) / cm^2$$

Es decir que la constante de la gráfica del piranógrafo del ejemplo es de 117.25 cal /cm^2/cm^2

C. Cálculo del área bajo la curva de la gráfica de radiación diaria.

Para determinar el área del registro diario de la gráfica (Figura 6.10) se procede a medir el área con un planímetro. Sin embargo si no se tiene este aparato se puede proceder al cálculo del área contando el número de unidades de la gráfica (los cuadritos más pequeños) comprendidos bajo la línea dibujada por la plumilla. Para mayor comodidad se puede contar el número de unidades hora con hora y finalmente sumar todas las unidades del día. Tomar en cuenta que el número de unidades de la gráfica no representa ninguna unidad de radiación.

Se considera una unidad entera (cuadrito) de la gráfica cuando éste queda totalmente dentro del área bajo la curva de radiación. Cuando sólo se encuentra una porción del cuadrito (a simple vista puede distinguirse hasta la cuarta parte del cuadrito) se van sumando las porciones hasta contabilizar una unidad entera. (ver figura 6.9)

Es conveniente anotar en cada hora el número de unidades enteras contadas en la gráfica tal como se indica en la figura A.

Para finalizar se obtiene el número de unidades de la gráfica y se divide entre 60 para obtener el área total en cm^2 (ya que 60 unidades de la gráfica constituyen un centímetro).

Ejemplo: 232 unidades/60 = 3.87 cm^2

Es decir el área da la curva de radiación diaria (A) del ejemplo fue de 3.87 cm^2/día

D. Obtención del valor de la radiación solar diaria.

La radiación solar diaria (Rg) se obtiene multiplicando el área de la gráfica en cm^2 (A) por la constante de la gráfica (Cg):

Rg= Cg x A (cal /cm^2)/día

Siguiendo con el ejemplo:

Rg = 117.25 x 3.87 = 453.37 (cal /cm^2)/día

Es decir, el valor de la radiación para el día del ejemplo es de 453.37 (cal/ cm^2/día).

E. Reporte del valor de la radiación solar diaria en el informe sinóptico y en la hoja de datos diarios.

Para ello se recomienda retirar la gráfica del instrumento dos horas antes del reporte sinóptico de las 6:00 Z, esto no afecta la graficación ya que la radiación es igual a cero.

Una vez que se calcula el valor de la radiación de acuerdo con el procedimiento anterior, se realiza la conversión del valor de la radiación de (cal /cm^2)/día a (cm^2)/día (Joules por centímetro cuadrado por día) ya que éstas son las unidades para reportar la radiación en el informe sinóptico de las 06:00 Z.

Ejemplo:

453.37 (cal /cm^2)/día x 4.187 = 1898.2 (J /cm^2)/día

En el reporte sinóptico, el valor de la radiación se incluye en el grupo $j_5F_{24}F_{24}F_{24}F_{24}$ de la sección 3. Donde j_5 es el tipo de radiación solar reportada en las 24 horas precedentes y $F_{24}F_{24}F_{24}F_2$ es el valor de la radiación en J /cm^2. Para más detalles sobre lo anterior se puede consultar el Manual de Códigos Meteorológicos Internacionales WMO 306.

Ejemplo:

El valor de 1898.2 J /cm^2 de radiación solar global de las 24 horas precedentes se codificará como 21898.

Es necesario también anotar en la parte inferior derecha de la hoja SMN 82/00 el valor de la radiación en (cal /cm^2)/día como se observa en la figura 6.11.

Finalmente, se vuelve a colocar la gráfica en el instrumento para que quede lista para registrar la radiación del día siguiente.

Se recomienda que en la forma 5 de resumen mensual se incluya el dato de la radiación total mensual y la radiación máxima y mínima diaria del mes junto al recuadro de la insolación mensual.

6.11 Instructivo para incluir la radiación solar en el reporte sinóptico

Instructivo.

1. Antes del reporte sinóptico de las 6:00 Z, se consulta dentro del programa de la estación automática, el dato de la radiación global diaria. Para ello, posicionar el cursor en la opción de LISTADOS, seleccionar la opción de RESUMEN DIARIO y copiar el valor de la radiación global al final del recuadro.

   Ejemplo: 395 cal /cm^2

2. Posteriormente se multiplica este valor por 1.08 que es un factor de corrección del actinómetro automático de la estación.

   Ejemplo: 395.0 cal/cm^2 x 1.08 =426.6 cal/crn^2

3. Posteriormente se multiplica el resultado anterior por 4.187 que corresponde al factor de conversión de cal/cm^2 a J/cm^2, que son las unidades en las que se reporta la radiación en el reporte sinóptico.

   Ejemplo: 426.6 cal/cm^{2}x 4.187 = 1786.1 J /cm^2

4. Se redondea la cantidad obtenida a los enteros (1786)

   Por lo tanto en el reporte sinóptico el valor j5 le corresponde el 2 ya que es la radiación solar global durante las 24 horas precedentes (WMO-306) y $F_{24}F_{24}F_{24}F_2$ le corresponde el valor de 1786 J /cm^2 así el grupo $j_5F_{24}F_{24}F_{24}F_2$= 21786.

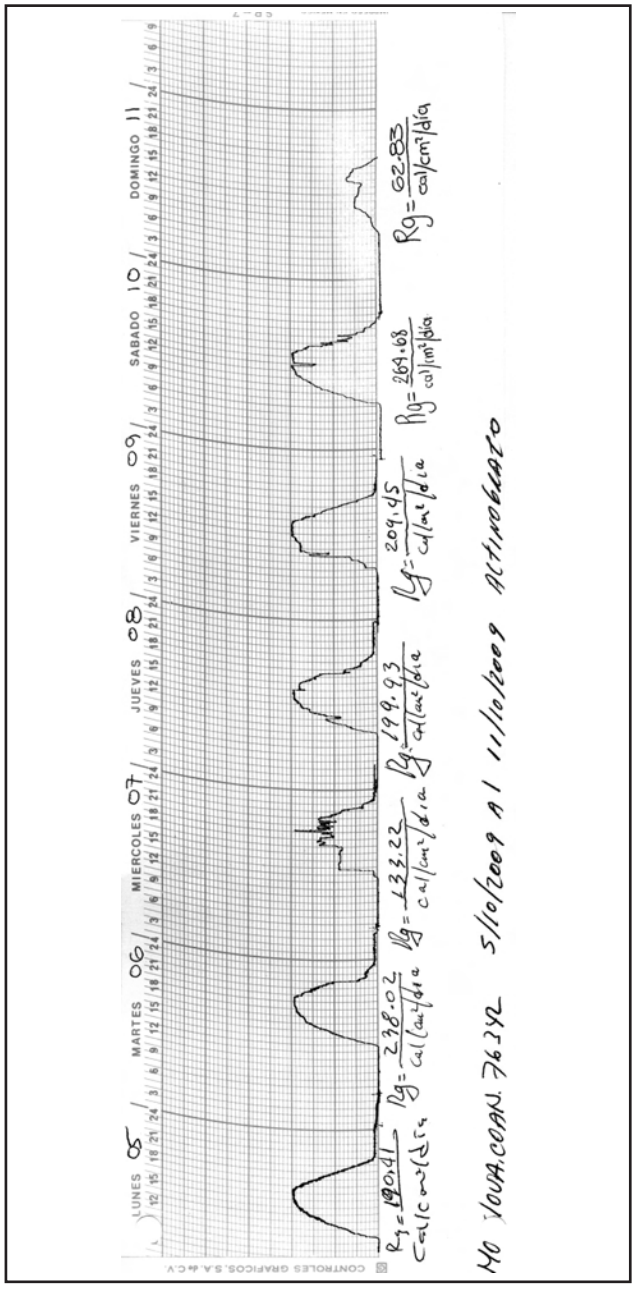


Figura 6.10 Gráfica del actinógrafo interpretada

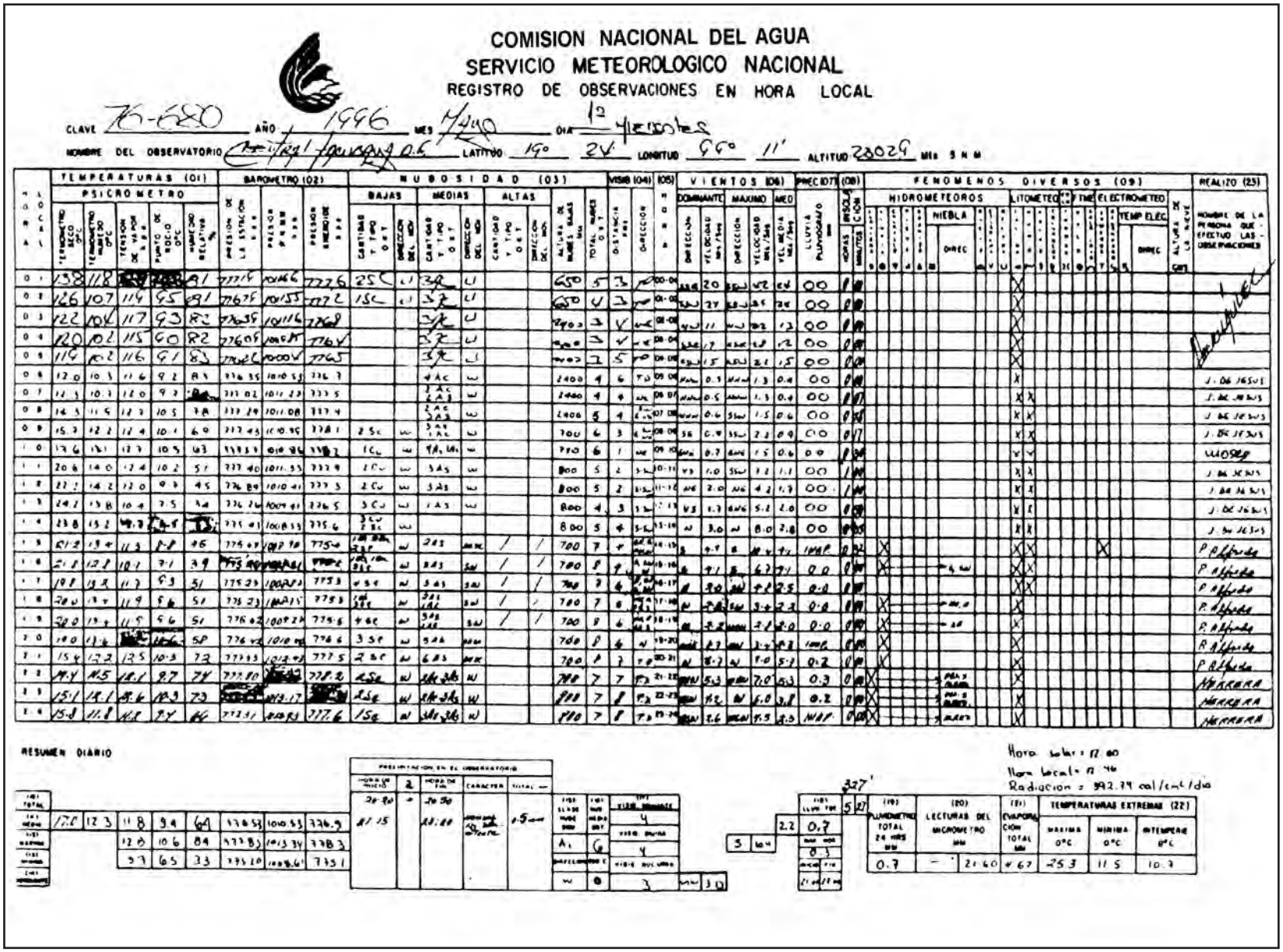


Figura 6.11 Anotación del valor de la radiación solar en la hoja SMN 82/si/00

VII. Insolación

7.1 Generalidades

El término «insolación» tiene que ver con el brillo del disco solar referido a la luz difusa del cielo de fondo. Así pues, tiene más relación con la radiación visible que con la energía radiada en otras longitudes de onda, aunque ambos aspectos sean inseparables. Para llegar a una definición de insolación que resulte útil para los fines meteorológicos y además pueda ser base de medidas, hay que relacionar el efecto fisiológico de la insolación con una magnitud física que se pueda medir. Un modo de lograrlo sería definir el comienzo de la insolación como el comienzo del contraste entre la sombra de un objeto que interceptase el haz de rayos solares sobre una superficie blanca difusa, horizontal, y esa misma superficie. Sin embargo, la duración de la insolación se ha determinado durante muchos años mediante las bandas de registro de los heliógrafos de Campbell-Stokes y, por otra parte, se utiliza como referencia el Heliógrafo de Referencia Provisional (Interim Reference Sunshine Recorder [IRSR]). Así pues, la definición debería, en la medida de lo posible, ser compatible con el «IRSR», con objeto de garantizar la continuidad de los registros.

El instrumento de Campbell-Stokes utiliza los rayos solares enfocados por una esfera de vidrio para que quemen una cartulina dejando una traza sobre ella. A partir de este principio el nivel de radiación al que comienza a quemarse la cartulina debe emplearse como definición del comienzo de la insolación. Sin embargo, en función de las condiciones del medio ambiente, de la transparencia de la esfera y del material empleado en la banda de registro, este nivel puede cambiar de un instrumento a otro y de una región climática a otra. Esta última dificultad fue el motivo principal que obligó a definir el IRSR, que consistía esencialmente en una normalización de la construcción y de las bandas de registro que se emplean. Aun así, cuando se alternan los períodos de sol con los nublados, la combustión no corresponde a ningún umbral. Así pues, parece ser que lo único que se puede considerar es la elección de un umbral desde el punto de vista de la conveniencia.

La cantidad de insolación que se recibe en un área cualquiera es uno de los factores que determinan el clima de ese lugar. Las agencias vinculadas con la agricultura, silvicultura, turismo y recreación están especialmente interesadas en los datos de insolación.

La insolación o heliofanía horaria y diaria obtenida mediante la medición, usando heliofanógrafos, con una exactitud de un décimo de hora, es una característica climatológica importante de la región próxima al sitio de medición.

Un examen de registros largos de la insolación revela diferencias en los totales mensuales que ascienden al 20%. Estas diferencias se pueden imputar al uso de diferentes instrumentos y técnicas, y a las diferencias climáticas. Para reducir la discrepancia en registros de insolación, la OMM recomendó el llamado "heliofanógrafo de referencia provisional" (HRP) con el fin de que todos los valores de insolación publicados sean reducidos a los HRP patrón. De las prácticas de normalización se espera una uniformidad en los registros de ± 5%.

7.2 Principios de la medición de la duración de la insolación

Los instrumentos de medición de la insolación existentes usan la energía térmica del Sol o su energía luminosa. Cuatro tipos principales de instrumentos se encuentran disponibles:

a) El de tipo Campbell-Stokes, que usa el calor solar para quemar un trazo sobre la faja de registro.
b) El tipo Marvin, en el cual el calor solar acciona un conmutador sensible a la temperatura que controla la plumilla de registro.
c) El tipo Jordan, que utiliza un proceso fotográfico para registrar la insolación.
d) El tipo Foster, basado en el uso de un conmutador fotoeléctrico para controlar el mecanismo de registro.

Los tipos (a) y (c) actúan como relojes solares, y para su operación no requieren mecanismo de relojería. Los diferentes heliógrafos tienen un valor de umbral mínimo distinto de radiación solar, con capacidad para iniciar un registro, oscilando desde unas pocas decenas de vatios por metro cuadrado hasta 400 W m^{-2}.

7.3 El heliofanógrafo de Campbell-Stokes

Este instrumento fue desarrollado por Campbell por el año 1853. En su versión inicial consistía en una ampolla de vidrio esférica llena de agua, apoyada en el centro de un tazón de madera segmentado. Enfocada sobre la superficie interior del tazón, la radiación solar quemaba un trazo, dando una indicación de la duración de la insolación. Stokes (1879) mejoró el instrumento llevándolo a su diseño presente. En la Figura 7.1 se muestra una versión actualizada y el cuadro 7.1 resume las principales características y requisitos para que un heliógrafo de Campbell-Stokes sea de la categoría del IRSR. Un heliógrafo que se vaya a emplear como IRSR debe satisfacer las características detalladas por la Meteorological Office del Reino Unido, y debería estar certificado por éste. Las bandas de registro para IRSR deben satisfacer las características detalladas por la Météorologie Nationale de Francia y estar certificadas por ésta.

1	Contratuerca
2	Banda de presión superior
3	Esfera de cristal
4	Brida de presión inferior
5	Contratuerca
6	Tornillo inferior del soporte
7	Contratuerca
8	Tuerca de regulación de la escala de latitudes
9	Corredera de regulación de la sub–base
10	Contratuerca
11	Tornillo de puesta a nivel
12	Pata de fijación
13	Zócalo fijo
14	Soporte de la faja (gráficas)
15	Soporte de la esfera
16	Tornillo superior del soporte

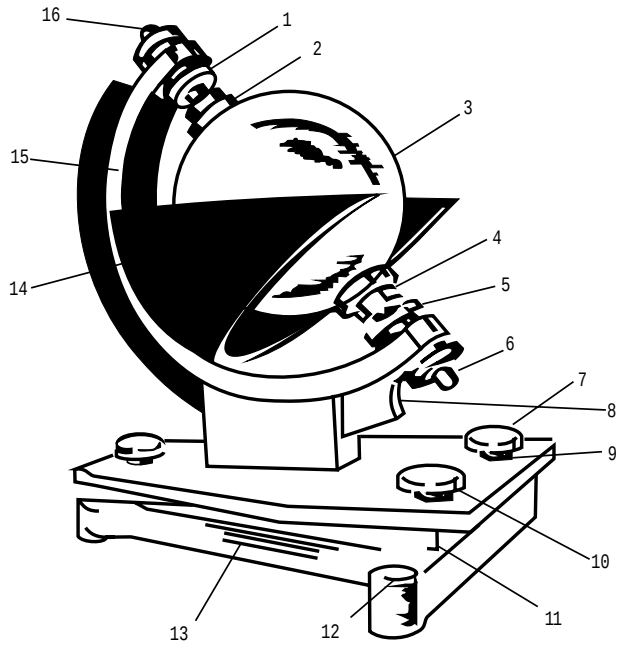


Figura 7.1 Heliofanógrafo de Campbell-Stockes

Cuadro 7.1 Características y requisitos del heliógrafo de Campbell-Stockes

A. Esfera de vidrio		B. Segmento esférico		C. Bandas–Registro	
Forma:	Uniforme	Material:	Bronce o metal similar duración	Material:	Cartulina de buena calidad que no sea especialmente sensible a humedad
Diámetro:	10 cm	Radio:	73 mm	Ancho:	Ajustado dentro de 0.3 mm
Color:	Muy tenue o incoloro	Características adicionales:	a) Línea de mediodía central grabada transversalmente por la cara interior. b) Ajuste para la inclinación del segmento sobre la horizontal según la latitud. c) Base doble con dispositivos para nivelación y ajuste del azimut.	Grosor:	0.4±0.05 mm
Índice de refracción:	1.52±0.02			Efecto de la humedad:	Dentro del 23%
Distancia Focal:	75 mm para la luz <<D>> de sodio			Color:	Oscuro, homogéneo, no se notan diferencias a la luz diurna difusa.
				Graduaciones:	Líneas horarias impresas en negro.

Consiste en una esfera de cristal, hecha con un cristal transparente (2), apoyada en el medio de un tazón empavonado, acanalado para transportar las fajas de registro (Figura 7.1). La esfera de cristal del instrumento patrón tiene una distancia focal D para la luz de sol de aproximadamente 75 mm. La esfera y el tazón están apoyados en un soporte de esfera (12), el cual es una lengüeta que mueve un montante articulado, permitiendo que el conjunto de tazón y esfera sea girado en un pequeño ángulo, que se lee en una escala de latitud (5). La base reposa sobre un zócalo por medio de tres tornillos de nivelación, que llevan contratuercas (6). La base puede ser girada un pequeño ángulo en acimut por medio de una disposición de ajuste de tornillo sin fin ó corredera (7). El zócalo está fijado firmemente a un apoyo (11) por botones a través de las patas (10).

El instrumento dibujado en la Figura 7.2 está proyectado para una latitud máxima de 52°. Un modelo tropical que puede usarse asimismo en latitudes medias, se conoce como heliofanógrafo modelo universal.

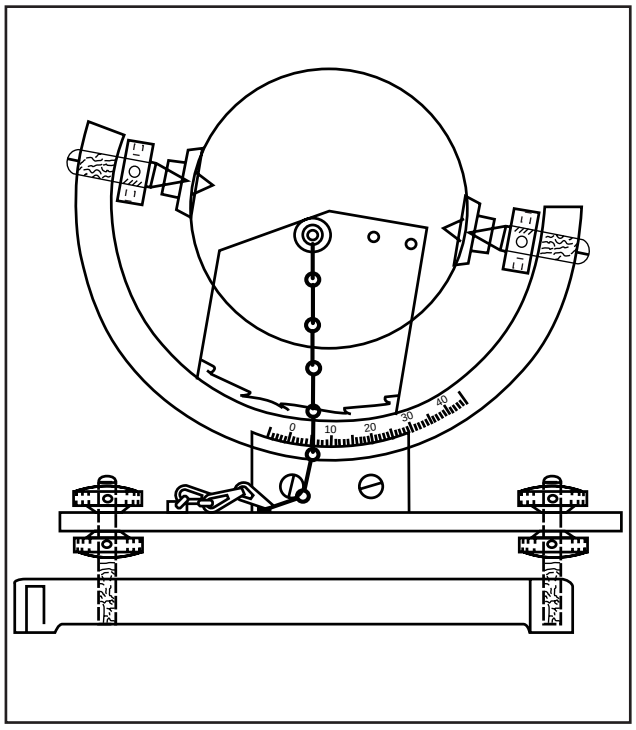


Figura 7.2 Modelo tropical de heliofanógrafo.

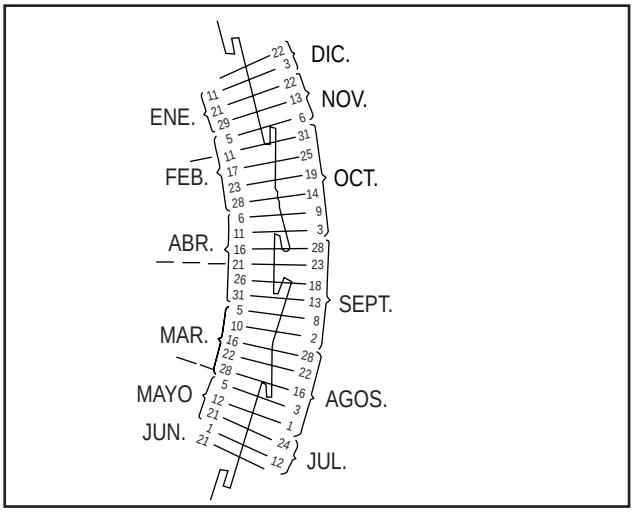


Figura 7.3 Sección del soporte del heliofanógrafo y calendario de utilización de esos diagramas.

En el interior del tazón hay unas ranuras especiales, donde van colocados los diagramas registradores. Para los diagramas de registro se usa cartón de buena calidad, con un tratamiento impermeabilizante con un bajo umbral de combustión. Se colorea de color azul claro con el objeto de aumentar su absorción de radiación. Los diagramas, confeccionados con una exactitud, que en ancho está dentro de los 0.3 mm y en espesor dentro de los 0.055 mm, llevan las graduaciones horarias del reloj de Sol. Estos estrechos márgenes de exactitud permiten la inserción y el retiro de los diagramas del tazón acanalado (Figura 7.3), aún con tiempo húmedo.

Con el heliofanógrafo de Campbell-Stokes se usan tres tipos de diagramas:

a) Diagramas de verano, largos y curvados.
b) Diagramas de invierno, cortos y curvados.
c) Diagramas equinocciales, rectos.

En latitudes templadas, los diagramas de verano se usan desde el 12 de abril al 2 de septiembre, y los de invierno desde el 15 de octubre al 28 de febrero. Los equinocciales rectos se usan el resto del año.

Los períodos de verano e invierno varían con la latitud geográfica y difieren en la sincronización durante el año en cada hemisferio.

Los diagramas de insolación se cambian cada día, después de la puesta del Sol.

De acuerdo a las condiciones atmosféricas y al instrumento mismo, el valor de umbral mínimo de la intensidad solar que iniciará un registro está dentro de los límites de 70 a 300 W m^{-2}, los cuales, traducidos en tiempo posterior a la salida del Sol o anterior a su ocaso, representan de 10 a 20 minutos.

Se requiere un horizonte libre sobre aquellos sectores donde la salida y puesta del Sol están próximas al horizonte. Estos sectores variarán de acuerdo a la latitud del observador. Sin embargo, debido al valor de umbral relativamente alto de intensidad solar necesario para que el registro comience, se pueden despreciar los obstáculos cuya elevación por arriba del horizonte no excedan los 3°. Es necesario contar con un apoyo firme y nivelado para el instrumento, capaz de soportar condiciones de tiempo severas.

Antes de la instalación, el instrumento deberá ser inspeccionado por posibles defectos y de la concentricidad de la esfera y del tazón. Esto se realiza mejor con un verificador de centrado, el que puede ser ajustado a la norma del diagrama equinoccial del tazón. La esfera de cristal no necesita ajustes si su superficie se halla equidistante de los arcos del verificador (la distancia es de alrededor de un milímetro y la excentricidad se detecta visualmente con facilidad).

7.3.1 Instalación

La instalación del instrumento comienza por la fijación del zócalo al armazón del instrumento con bulones, después de orientar el lado abierto del tazón hacia el sur (en el Hemisferio Sur, la orientación es hacia el norte). Luego, la placa de base se nivela cuidadosamente usando un nivel de alcohol. El plano del meridiano local perpendicular a la superficie de la Tierra deberá contener el eje de la esfera y la marca de mediodía sobre el tazón.

El ajuste de latitud se hace fácilmente moviendo la lengüeta de la articulación de montante en la dirección apropiada para que el valor de latitud del sitio indicado en la escala de latitud coincida con la marca en forma de flecha de la articulación. Si esto se realiza correctamente, el eje de la esfera de cristal tendrá la inclinación apropiada hacia la superficie de la Tierra. Si fuera ne-

cesario, la nivelación y el ajuste meridional y latitudinal se pueden repetir, hasta que se obtenga la exactitud requerida de ajuste.

Si todos los ajustes se han efectuado satisfactoriamente, el trazo quemado debe ser paralelo a la línea central del diagrama y la imagen del Sol al mediodía local (lugar enfocado por la luz) debe corresponder con la marca de mediodía del tazón.

7.3.2 Cuidados de rutina del heliofanógrafo de Campbell-Stokes

El instrumento es durable y necesita muy poca atención. La esfera de cristal necesita limpieza periódica, y los procedimientos de limpieza se deben efectuar con gran cuidado para no perturbar la transparencia de la esfera. En condiciones de contaminación del aire con polvo abrasivo y arena, se eliminará el polvo con un cepillo suave de pelo de camello, y luego limpiará con una piel de gamuza y alcohol.

El tazón se limpia en la forma convencional usando detergente y agua. Los excrementos de pájaros no deben removerse raspando, si no lavándolos a fondo.

Las ranuras del tazón se limpian con una pieza de madera con punta, lavándolas luego con agua.

En época invernal, el mantenimiento del heliofanógrafo de Campbell-Stokes se reduce a remover la escarcha, la nieve o el hielo. Estos son fácilmente eliminados aplicando una solución de agua y glicol etilénico 50/50 o de cualquier descongelante inocuo. El exceso de fluido de la esfera debe ser cuidadosamente limpiado con una tela.

Los agujeros para el drenaje del agua de lluvia en la intersección de cada ranura con la marca de mediodía, deben limpiarse con la misma varilla de madera puntiaguda utilizada para limpiar las ranuras. Si esto se hace mal, provoca una retención del agua de lluvia en el tazón, mojando los diagramas de registro y perturbando los registros.

La limpieza de la ranura y del equipo de drenaje se efectúa más efectivamente si se quita la esfera de cristal. Se deben adoptar precauciones para colocar la esfera sobre un paño suave, en el suelo. Cuando la esfera se coloca nuevamente en su lugar, se debe cuidar de no afectar la concentricidad de la esfera de cristal y del tazón; la esfera se debe quitar aflojando solamente el perno superior, después de separar la contratuerca.

7.3.3 Análisis de los heliogramas

Para conseguir resultados uniformes con el heliógrafo de Campbell-Stokes, es especialmente importante seguir estrictamente las siguientes instrucciones para evaluar los registros (heliogramas, Figura 7.4) de los IRSR. La duración total de la insolación diaria debe determinarse señalando en el borde de una banda del mismo tipo las longitudes correspondientes a cada traza de carbonización y midiendo, a la décima de hora más próxima, la longitud total así obtenida al nivel del surco de combustión. Para la evaluación del heliograma debe procederse como sigue:

a) En el caso de un surco o traza de combustión perfectamente definida, con extremos redondos, debe reducirse la longitud en cada extremo en una magnitud igual a la mitad del radio de curvatura de la extremidad del surco; esto corresponderá normalmente a una reducción de la longitud total de cada surco del 0.1 de hora.
b) En el caso de trazas de combustión circulares, la longitud medida debe ser igual a la mitad del diámetro de la traza de combustión. Si hay más de una traza circular en el heliograma del día, basta considerar dos o tres trazas como equivalentes a 0.1 de hora de sol; cuatro, cinco o seis trazas como equivalentes a 0.2 de hora de sol; y así sucesivamente por períodos de 0.1 hora.
c) Cuando la traza no es más que una línea estrecha, debe medirse la longitud total de la traza, aunque la banda de registro esté sólo ligeramente descolorida.
d) Cuando la anchura de la traza continua de combustión se reduce temporalmente, por lo menos un tercio, hay que sustraer de la longitud total 0.1 hora por cada una de dichas reducciones de anchura, pero el máximo sustraído no debe superar la mitad de la longitud total de la traza.

Con el objeto de evaluar los errores casuales y sistemáticos que se producen al evaluar los heliogramas, y para

asegurar la objetividad de los resultados de la comparación, se recomienda que las evaluaciones correspondientes a cada uno de los instrumentos comparados se efectúen sucesiva e independiente por dos o más personas familiarizadas con este tipo de trabajo.

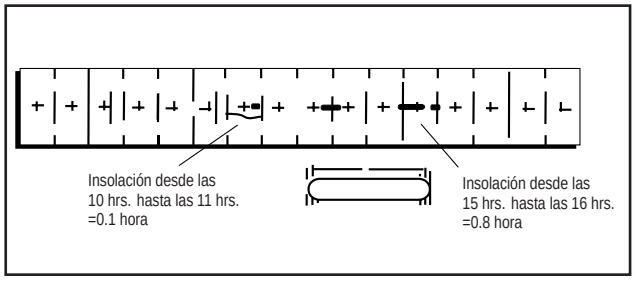


Figura 7.4 Evaluación de la extensión del trazo sobre un diagrama.

Otras sugerencias son:

La medición del trazo quemado se realiza mejor con la ayuda de una escala especial hecha de material transparente y graduada en décimos de hora.

Los trazos quemados intermitentes se miden teniendo en cuenta la combustión del cartón y alguna extensión lateral del quemado. Por esto se debe hacer un margen de reserva, midiendo cada quemadura hasta un punto a mitad de camino entre el borde último de la quemadura y el centro de curvatura de la extremidad redondeada.

Las marcas chamuscadas tenues son medidas hasta los bordes extremos del trazo con quemaduras circulares, se debe considerar que dos o tres de ellas son el equivalente de 0.1 hora de insolación.

El heliofanógrafo usa el movimiento del Sol, en lugar de un reloj. Por lo tanto, es necesario conocer la relación de la posición del sol y el patrón de tiempo efectivamente usado. Al respecto, son útiles las siguientes definiciones:

Día solar verdadero es el intervalo de tiempo entre dos pasajes sucesivos del Sol por el meridiano del lugar. El día solar verdadero varía en duración durante el año.

Hora solar verdadera (HSV) es la hora basada en la duración del día solar verdadero.

Hora local aparente (HLA) es la hora solar verdadera para un lugar determinado, de tal forma que el sol pase a través del meridiano geográfico del lugar al mediodía. Esta es la hora indicada por el reloj de sol.

Día ficticio solar medio es la duración de un día solar medio constante e igual al valor medio del día solar verdadero calculado sobre el total del año.

Hora local media (HLM) es la hora local basada en el paso del sol medio por el meridiano. Cuatro veces en un año la HLA es igual a la HLM (alrededor del 16 de abril, 13 de junio, 31 de agosto y 25 de diciembre). En otros momentos, una cantidad conocida como la ecuación de tiempo (ET) debe ser sumada algebraicamente a la hora local aparente (HLA) a fin de obtener la hora local media (HLM). La ecuación de tiempo varía levemente de un año a otro pero, para fines meteorológicos, los valores que se dan en la siguiente tabla son suficientemente exactos. Se dan los valores de la ecuación del tiempo en el transcurso del año cada tres días, estimados con aproximación al medio minuto.

Hora civil (o normal) (HN) es la hora local media para un meridiano normal. Debido a que el sol medio "da vueltas" alrededor de la Tierra a razón de 1° cada 4 minutos, en una estación ubicada al W del meridiano normal, su propio meridiano será cruzado por el sol medio 4 n minutos después de que éste haya cruzado el meridiano normal.

Las siguientes ecuaciones son útiles en la determinación de tiempos del heliofanógrafo:

$$HLA = HLM - ET = HN \pm 4(\lambda_s - \lambda)_{\min} - ET \qquad (7.1)$$

Donde:

λ_s La longitud W ó meridiano normal

λ Longitud de la estación

Cuadro 7.2 Valores medios de la ecuación de tiempo (ET) (en minutos)

Día	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
1	+3.0	+13.5	+12.5	+4.0	-3.0	-2.5	+3.5	+6.0	+0.0	-10.0	-16.5	-10.0
4	+4.5	+14.0	+12.0	+3.0	-3.0	-2.0	+4.0	+6.0	-1.0	-11.0	-16.5	-10.0
7	+6.0	+14.0	+11.0	+2.5	-3.5	-1.5	+4.5	+5.5	-2.0	-12.0	-16.5	-8.5
10	+7.0	+14.5	+10.5	+1.5	-3.5	-1.0	+5.0	+5.5	-3.0	-13.0	-16.0	-7.5
13	+8.5	+14.5	+9.5	+0.5	-3.5	+0.0	+5.5	+5.0	-4.0	-13.5	-14.5	-6.0
16	+9.5	+14.5	+9.0	+0.0	-3.5	+0.5	+6.0	+4.5	-5.0	-14.5	-15.5	-4.5
19	+10.5	+14.0	+8.0	-1.0	-3.5	+1.0	+6.0	+3.5	-6.0	-15.0	-14.5	-3.0
22	+11.5	+14.0	+7.0	-1.5	-3.5	+1.5	+6.5	+3.0	-7.0	-15.5	-14.0	-1.5
25	+12.0	+13.5	+6.0	-2.0	-3.0	+2.5	+6.5	+2.0	-8.0	-16.0	-13.0	+0.0
28	+13.0	+13.0	+5.5	-2.5	-3.0	+3.0	+6.5	+1.5	-9.0	-16.0	-12.0	+1.5
31	+13.5				-2.5		+6.5	+0.5		-16.5		+3.0

La ecuación se puede usar para el mediodía local aparente (MLA):

$$MLA = 1200 + ET \pm ET \pm 4(\lambda_s - \lambda)_{\min} \qquad (7.2)$$

Donde:

El signo (-) vale para el hemisferio occidental.
El signo (+) vale para el hemisferio oriental.
La estimación del MLA se necesita para el ajuste meridional del heliofanógrafo.

7.4 Requisitos de ubicación y exposición para instrumentos de medición de la insolación

Los requisitos de exposición pueden resumirse así:

a) El sitio seleccionado debe estar disponible durante diez años por lo menos.
b) Durante su vida operacional, los alrededores del lugar no deben cambiar significativamente.
c) El sitio debe tener un horizonte abierto hacia el Este y el Oeste, que no presente obstrucciones a los rayos del Sol y con una elevación de más de 5 °C en toda época del año.

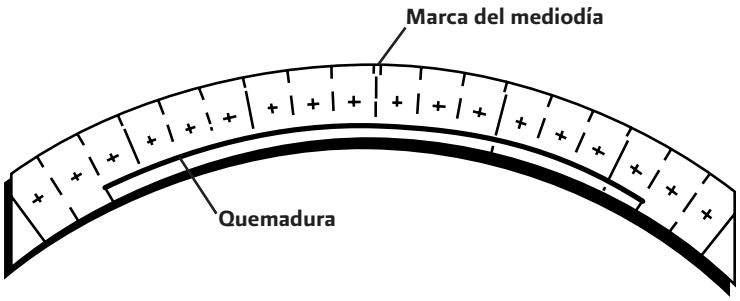
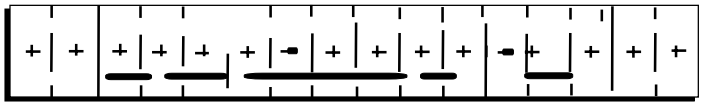
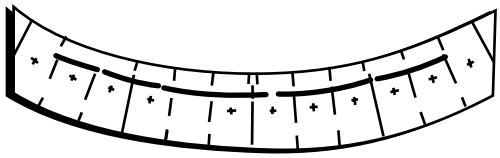
Los registros de insolación pueden verse afectados adversamente por los siguientes factores:

a) Concentricidades alteradas de la esfera de cristal y del tazón.
b) Errores sobre la latitud y los meridianos, y de nivelación durante el ajuste del instrumento.
c) Defectos o suciedad en la esfera de cristal.
d) Efectos ambientales sobre el instrumento.

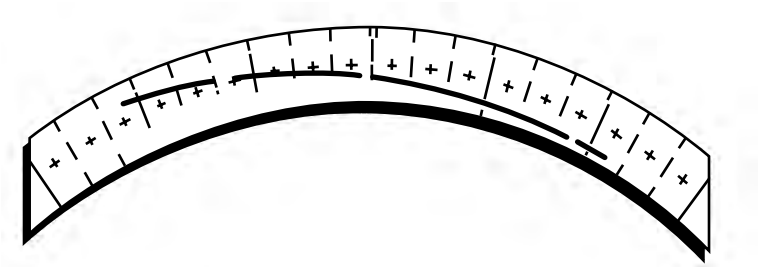
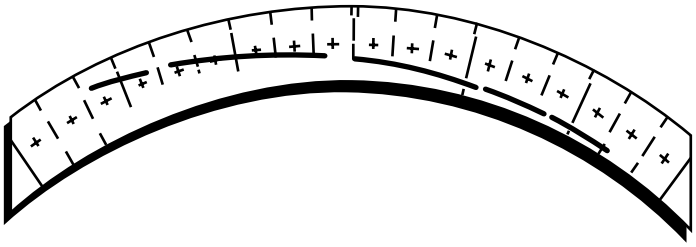
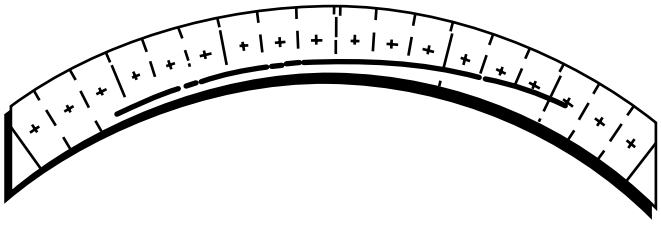
En el cuadro 7.3 se presentan registros de insolación tomados correctamente. En los cuadros 7.4, 7.5 y 7.6 se presentan fallas que se encuentran más a menudo. Las ilustraciones se explican por sí mismas.

7.5 Factores que afectan los registros de insolación del instrumento de Campbell – Stokes

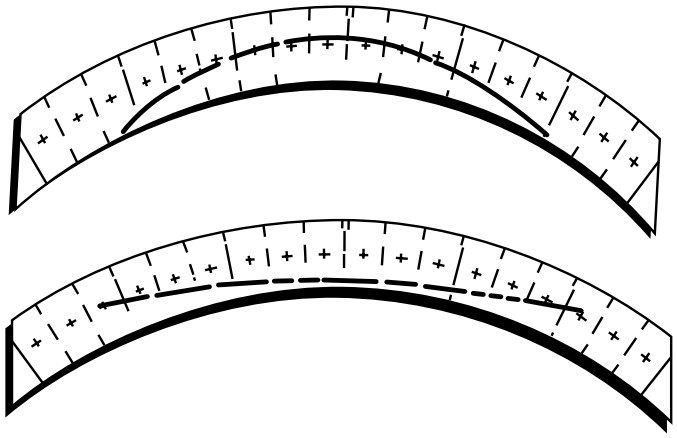
Cuadro 7.3 Fajas de registro de un heliofanógrafo, instaladas y ajustadas correctamente

Gráfica	Notas:
a) 	1) Quemadura o trazo obtenido un 13 de julio (faja de verano). 2) El trazo es paralelo a las marcas en cruz. 3) Si la figura fuera de tamaño natural, el trazo estaría 10 mm por debajo de la marca en cruz. 4) La insolación ha sido continua desde la salida hasta la puesta del Sol; luego, la longitud del trazo anterior a la "marca del mediodía" es igual a la longitud del trazo después de dicha marca.
b) 	1) Trazo obtenido un 11 de octubre (faja equinoccial). 2) El trazo es paralelo a las marcas en cruz. 3) Si la figura fuera de tamaño natural, el trazo estaría 10 mm por debajo de las marcas en cruz.
c) 	1) Trazo obtenida un 15 de octubre (faja de invierno). 2) El trazo es paralelo a las marcas en cruz. 3) Si la figura fuera de tamaño natural, el trazo estaría 7 mm por debajo de las marcas en cruz.

Cuadro 7.4 Fajas de registro de un heliofanógrafo, ajustadas de forma incorrecta

Gráfica	Notas:
a) Registrador no nivelado en la dirección Este-Oeste (no ajustado correctamente) 	El trazo fue obtenido un 12 de julio, en un registrador que estaba desnivelado en dirección este-oeste. En este caso, el lado oeste del registrado estaba demasiado alto.
b) Registrador no colocado debidamente en el mediodía local aparente (no ajustado correctamente):  	1) El trazo fue obtenido un 12 de julio, en un registrador en el cual el ajuste respecto del mediodía local aparente tenía un error de 30 minutos. En este caso, la imagen del Sol coincidió con la "marca del mediodía" 30 minutos más temprano de lo debido. 2) El trazo fue obtenido un 16 de julio, en un registrador en el cual el ajuste respecto del mediodía aparente tenía un error de 20 minutos. En este caso, la imagen del Sol coincidió con la "marca del mediodía" 20 minutos más tarde de lo debido.

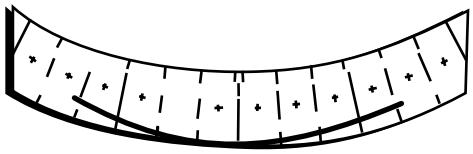
Cuadro 7.5 Diagramas de un registrador con error en la determinación de latitud

Gráfica	Notas:
	1) El trazo de arriba fue obtenido un 29 de julio, de un registrador en el cual la determinación de latitud fue errónea. La indicación de la escala fue ajustada 5° más baja que la latitud real de la estación. 2) El trazo de arriba fue obtenido un 30 de julio, de un registrador en el cual la determinación de latitud fue errónea. La indicación de la escala fue ajustada 5° más alta que la latitud real de la estación.

Un trazo amplio y mal definido en los bordes, el cual se halla en posición correcta en los equinoccios, o sea 21 de marzo o 23 de septiembre, pero que no sea paralelo a las marcas en cruz en otros momentos del año, indica ajuste pobre en lo referente a concentricidad. Este ajuste no se puede corregir en el lugar de la instalación.

El ajuste incorrecto puede producir pérdidas importantes de registros en ciertos momentos del año, mediante la quemadura o el chamuscado que se escapa del borde de la faja.

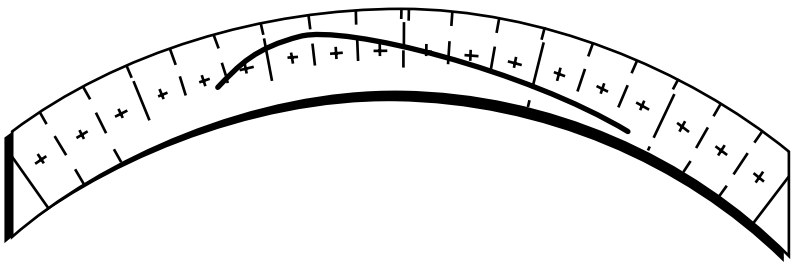
Ejemplo:



Cuadro 7.6 Diagramas de un registrador con error en la determinación de latitud y longitud

El trazo de arriba, el cual no es simétrico con respecto a la "marca del mediodía" ni paralelo a las marcas en cruz, indica que:

1) Dos o más de los ajustes son erróneos;
2) El registrador debe reajustarse respecto del nivel, la latitud y la longitud.



VIII. Visibilidad

8.1 Introducción

La visibilidad constituye un fenómeno psicofísico complejo y se refiere a la transparencia de la atmósfera en relación con la visión humana.

El propósito de la observación de la visibilidad es el de proveer una evaluación operacional exacta de la distancia a la cual pueden ser vistos los objetos, para ser usados por pilotos, navegantes, etcétera.

La determinación de la visibilidad está sometida a la variación de las capacidades perceptivas e interpretativas. Así como, a las características de la fuente luminosa y a factores de transmisión.

La visibilidad meteorológica es la mayor distancia a la que un objeto negro de dimensiones apropiadas puede verse e identificarse sobre el cielo en el horizonte. En el caso de observaciones nocturnas, es la mayor distancia a que este objeto podría ser visto e identificado si la iluminación general aumentara hasta igualar la luz normal del día. Es indispensable reconocer el objeto, no es suficiente simplemente verlo sin poder identificarlo. La visibilidad debe ser observada sin recurrir a gemelos, telescopios o teodolitos.

La expresión visibilidad meteorológica se aplica lo mismo a la visibilidad en una dirección dada que a la visibilidad predominante en todas las direcciones.

El concepto de visibilidad se utiliza ampliamente en meteorología de dos modos diferentes. En primer lugar, es uno de los parámetros que sirven para identificar las características de una masa de aire, especialmente para las necesidades de la meteorología sinóptica y la climatología. Para este propósito la visibilidad debe ser representativa del estado óptico de la atmósfera. En segunda instancia, constituye un parámetro operacional que corresponde a criterios específicos de una aplicación determinada. En este caso, se utiliza directamente en términos de distancia de visibilidad.

Los meteorólogos miden la visibilidad de una dirección longitudinal, es decir determinan la mayor distancia longitudinal a la que una persona con vista normal puede distinguir y reconocer un objeto iluminado por la luz del día.

Si no interviene ninguna modificación de las condiciones atmosféricas, esta distancia debe ser la misma en la noche. Dicho de otro modo, damos a la visibilidad de noche el mismo valor que tendría si la iluminación general se aumentara hasta igualar la luz normal del día.

Lo que interesa es la visibilidad en la superficie de la tierra. Por lo tanto, las observaciones deben realizarse al nivel más bajo posible en el cual se puedan efectuar en buenas condiciones.

Las observaciones de visibilidad no deben efectuarse a través de una ventana, especialmente cuando se observan los objetos en la noche, el ojo del observador debe encontrarse a una altura normal sobre el suelo (alrededor de 1.50 m); en consecuencia, no deben efectuarse las observaciones desde oficinas meteorológicas, solamente pueden realizarse observaciones precisas desde una posición adecuada y al aire libre.

La visibilidad meteorológica se mide en kilómetros (visibilidad alta) o en metros (visibilidad baja) y se puede indicar como una visibilidad en una dirección determinada, o como visibilidad media.

En general, suponiendo el alcance de una vista normal, la visibilidad diurna se ve afectada por los siguientes factores:

a) Presencia de hidrometeoros o litometeoros en la atmósfera.
b) Dirección de la luz (posición de la luz con respecto al observador).
c) Contraste entre el objeto y el fondo sobre el cual se ve.

Durante las observaciones regulares es necesario intentar eliminar los factores en b) y c). Por eso, los objetos utilizados como puntos de referencia deben escogerse de forma que puedan verse sobre un fondo de cielo.

Cuando luce el sol, su desplazamiento modifica la dirección de la luz. La situación más desfavorable se presenta cuando el sol deslumbra al observador; es aconsejable que éste pueda observar los objetos que se encuentran a 90° o más de la dirección del sol. En particular, es necesario que se evite observar los puntos de referencia contra el sol cuando sale o cuando se pone.

El observador que tenga esta posibilidad debe colocarse en una posición que le permita ver todo el horizonte. En caso contrario, es necesario que se desplace hasta conseguir ver el horizonte en todas las direcciones.

8.2 Factores implicados para determinar una distancia en la visibilidad

Para que la visibilidad sea susceptible de ser una medida física cuantitativa, es necesario considerar los factores implicados en la determinación de la visibilidad:

a) Las características fotométricas y dimensionales del objeto que es, o debe ser percibido.
b) Las condiciones de percepción visual, incluyendo los efectos de una iluminación deficiente y de localización del observador.
c) El alcance óptico meteorológico entre el objeto y el observador.

De los factores anteriores el alcance óptico meteorológico (AOM) es el único que depende directamente de las condiciones meteorológicas y es definido como la longitud del recorrido de la atmósfera necesario para reducir el flujo luminoso de un haz colimado procedente de una lámpara incandescente a una temperatura de color de 2700 K, a 0.05 de su valor inicial, evaluándose el flujo luminoso mediante la función de luminosidad fotópica de la Comisión Internacional de Iluminación (CIE).

8.3 Plano de los puntos de referencia de la visibilidad

Para determinar la visibilidad cada estación debe preparar un plano de puntos de referencia o luces que muestren su distancia y orientación del punto de observación. El plano incluye objetos adecuados para las observaciones diurnas y otros para las nocturnas.

Los puntos de referencia elegidos deben encontrarse a distancias tan diferentes como sea posible y, de esta forma, el observador podrá determinar más fácilmente la cifra de la clave más conveniente para designar la visibilidad.

Las distancias que separan los puntos de referencia del punto de observación deben determinarse cuidadosamente. Se mide directamente esta distancia cuando los puntos de referencia están cercanos, pero si están alejados es preciso utilizar un mapa de gran escala.

Para las observaciones que se realizan durante el día se selecciona el mayor número de objetos posibles a diferentes distancias. Deben elegirse únicamente objetos negros o casi negros, que resalten contra el cielo en el horizonte. Los objetos de color claro o situados cerca de un fondo terrestre deben evitarse en la medida de lo posible. Esta prevención es particularmente importante cuando el Sol da directamente sobre el objeto. Siempre que el albedo (reflexión de la luz desde una superficie) no exceda el 0.25% aproximadamente, no debe producirse un error superior al tres por ciento

cuando el cielo está cubierto, pero puede ser mucho mayor si brilla el Sol. Así, un edificio de color blanco no constituirá una referencia apropiada, pero en cambio, un grupo de árboles oscuros sería adecuado excepto cuando estuviera fuertemente iluminado por la luz solar. Si ha de utilizarse un objeto situado contra un fondo terrestre, éste debe hallarse bastante separado del fondo, es decir, a una distancia de al menos la mitad de lo que existe entre el objeto y el punto de observación. Un árbol situado en el borde de un bosque, por ejemplo, no representaría una referencia apropiada para observaciones de visibilidad.

Es necesario que la dimensión del objeto de referencia no sea inferior a un mínimo determinado. En efecto, un objeto de referencia que tiene un ángulo menor de 0.5 grados con relación al observador resulta invisible a una distancia menor que un objeto más grande en las mismas condiciones.

Puede ser útil advertir que un orificio de 7.5 mm de diámetro practicado en una cartulina y mantenido a una distancia del brazo, abarca ese ángulo aproximadamente, es por ello que un objeto de referencia visual observado a través de la abertura de ese tipo debe abarcarlo por completo. Al mismo tiempo un objeto de esta clase no debe abarcar un ángulo superior a 5°.

8.4 Elección de puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones nocturnas

Los objetos más adecuados para determinar la visibilidad nocturna son:

a) Luces concentradas de mediana intensidad situadas a distancias conocidas.
b) Silueta de las colinas o de las montañas destacadas contra el sol.
c) Brillo de las estrellas cercanas al horizonte.

Para determinar la distancia con la cual es posible ver una luz en la noche hay que tener en cuenta varios factores, principalmente:

a) Brillo de la luz
b) Agudeza visual del observador
c) Presencia o ausencia de otras luces en la dirección observada
d) Transparencia de la atmósfera

Cualquier fuente de luz puede emplearse como objeto de visibilidad, siempre que la intensidad en la dirección de observación esté bien definida y sea conocida. No obstante, por lo general es conveniente utilizar luces que puedan considerarse como fuentes puntuales, y cuya intensidad no sea mayor en cualquier dirección más privilegiada que en otra y no se encuentre confinado a un ángulo sólido demasiado pequeño. Debe tenerse cuidado de garantizar la estabilidad óptica y mecánica del foco luminoso.

Cabe advertir que las observaciones nocturnas, utilizando objetos iluminados, pueden verse afectadas en gran medida por la iluminación de los alrededores, por efectos fisiológicos de deslumbramiento y por otras luces, aun cuando estas se encuentren fuera del campo de la visión y, más específicamente, si la observación se realiza a través de una ventana. Así pues, solamente puede realizarse una observación precisa y fiable desde una posición en la oscuridad adecuadamente elegida y situada al aire libre.

Es importante también tomar en cuenta factores fisiológicos y dejar transcurrir un periodo de 5 a 15 minutos de adaptación, durante el cual los ojos se acostumbren a la oscuridad.

Una misma medida de la visibilidad efectuada ya sea de noche o de día, debe corresponder a un mismo nivel de transparencia de la atmósfera.

Es necesario tomar ciertas precauciones cuando se eligen las luces situadas en un aeródromo. A causa de su fuerte intensidad las balizas de aterrizaje no pueden utilizarse como luces de referencia, pero su mayor o menor brillo puede dar una indicación aproximada si la visibilidad es superior o inferior a la distancia de la baliza. Por el contrario, las luces de pista (rojas o verdes) constituyen puntos de referencia satisfactorios.

La apreciación de las distancias de las luces empleadas como referencia deben efectuarse con precaución después de tempestades porque su intensidad puede disminuir por la nieve o el hielo.

Para que la vista del observador sea lo más completa posible, la visibilidad debe ser la última de las observaciones exteriores.

En el caso de no emplear instrumentos para la visibilidad, la intensidad de los focos luminosos empleados para las observaciones nocturnas deben medirse de vez en cuando.

8.5 Relación entre la visibilidad diurna y la nocturna

El paso de la luz del día a la oscuridad, o al contrario, no afecta por sí mismo la visibilidad. Si ésta varía significa que las condiciones atmosféricas no son las mismas; por ejemplo: pueden producirse cambios de masa de aire, aumentos de la turbulencia, variaciones de la temperatura, etc.

Para las necesidades prácticas, la relación entre el brillo de una luz distante vista por la noche y la visibilidad con luz del día puede expresarse como:

a) Intensidad de una luz visible a una distancia determinada.
b) Máxima distancia a que es visible una luz de intensidad determinada.

En la publicación de la OMM titulada "Guía de Instrumentos y Métodos de Observación", figuran tablas para convertir las observaciones de verticalidad nocturna en escala de visibilidad diurna. Se observará que el contraste entre el objeto de referencia y el fondo (crepúsculo, claro de luna, oscuridad, etc.) es un factor importante.

Las observaciones de la visibilidad realizadas por la noche pueden dar valores erróneos si se basan únicamente en la distancia a la cual son visibles las luces ordinarias, sin tener en cuenta la intensidad de la luz. Con niebla moderada, una luz de 100 candelas es visible de noche a una distancia tres veces mayor que a la que un objeto de referencia es visible de día con niebla intensa.

8.6 Estimación de la visibilidad

En algunos lugares y debido a un horizonte muy limitado, o a la falta de objetos de referencia adecuados, no es posible realizar observaciones más que sobre distancias relativamente cortas.

Cuando la visibilidad es mayor que la distancia para lo cual se dispone de puntos de referencia, éstas deben ser:

- Medidas con la ayuda de instrumentos
- Estimadas por medio de la apreciación de la transparencia de la atmósfera

Las estimaciones pueden realizarse observando la nitidez con que se destacan los objetos de referencia más alejados. Por ejemplo:

a) Los perfiles bien destacados y el relieve de un objeto con poco o ningún desvanecimiento de su color indican que la visibilidad es mucho mayor que la distancia al objeto de referencia.
b) Los objetos desdibujados o borrosos indican la existencia de neblina o de otros fenómenos que reducen la visibilidad a una distancia inferior a la del objeto.

Estas consideraciones se aplican también cuando hay que interpolar entre dos objetos de referencia situados a distancias diferentes.

8.7 Visibilidad oblicua

Para los mensajes sinópticos se emplea la visibilidad horizontal en el suelo. Sin embargo, por necesidades particulares, es preciso disponer de otras informaciones sobre la visibilidad.

La visibilidad oblicua es la distancia máxima a la cual un observador puede ver e identificar un objeto situado a diferente altitud y sobre otra vertical a él.

La visibilidad oblicua, observada de arriba abajo, es un elemento importante en las operaciones de las aeronaves; generalmente difiere de la visibilidad horizontal en superficie por las siguientes razones:

a) La transparencia de la atmósfera varía con la altura.
b) Los objetos son vistos sobre la tierra como fondo.

8.8 Visibilidad vertical

Algunas veces también se utiliza información sobre la visibilidad vertical. Esta información es útil cuando el cielo está oculto por niebla, humo, polvo, ventisca, etc. En general, la visibilidad vertical es diferente de la horizontal y de la oblicua observada desde el suelo.

La visibilidad vertical es la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar de día un objeto, cuando él mira verticalmente hacia arriba con el cielo de fondo. En general, el objeto debe ser de color oscuro y de dimensión angular moderada.

Se puede considerar la visibilidad vertical como la altura sobre el suelo a la cual un globo piloto deja de ser visible de día cuando se eleva verticalmente.

Entre las partículas líquidas y sólidas que reducen la transparencia del aire, se encuentran las diversas partículas que se forman debido al enfriamiento del vapor de agua del aire. La producción del vapor de agua en la atmósfera es el resultado de los procesos de evaporación y transpiración. La velocidad a la cual el agua del suelo se evapora en la atmósfera es una información importante para todos los que mejoran la agricultura o la hidrología.

IX. Evaporación

9.1 Introducción

La evaporación es un proceso físico por el cual el agua de una superficie mojada, o de una superficie de agua libre es introducida en el aire, en la forma de vapor a una temperatura por debajo del punto de ebullición.

La evaporación de la vegetación se conoce como transpiración. La pérdida total combinada de agua del suelo, depósitos de agua y plantas se denomina evapotranspiración, la cual es uno de los principales componentes del balance hídrico.

El índice de evaporación se define como la cantidad de agua perdida por una unidad de superficie unitaria, ante una unidad de tiempo. Se puede expresar como la altura de agua líquida en milímetros perdida sobre el área total por unidad de tiempo.

Factores que influyen en la evaporación

La evaporación es una variable difícil de medir. No ha sido aun posible obtener valores dignos de confianza de la cantidad de agua que se evapora en zonas relativamente extensas de la superficie de la tierra.

Los diversos factores que influyen en la evaporación que se produce en una superficie o un cuerpo cualquiera, son los siguientes:

a) Radiación total, solar y terrestre.
b) Temperatura del aire y de la superficie evaporante.
c) Velocidad del viento al nivel de esta superficie.
d) Humedad Relativa del aire en la superficie.
e) Presión atmosférica
f) Naturaleza de la superficie
g) Cantidad de agua contenida en la superficie evaporante.
h) Tipo de vegetación.
i) Profundidad de la zona de actividad de las raíces.
j) Follaje total y área de estomas (estoma: orificio en la superficie de la hoja).

Además de los valores en la superficie de la temperatura, la velocidad del viento y la humedad, también es importante la variación de estos elementos en las capas bajas. Por ello, la velocidad de evaporación puede variar grandemente sobre zonas relativamente pequeñas.

La evaporación que se produce en las superficies libres de agua depende también del medio ambiente y de la forma de éstas superficies. Las impurezas y los vegetales que se encuentran en el agua son también factores que es necesario tener en cuenta.

La evaporación del suelo no depende solamente de las condiciones meteorológicas; también depende de factores tales como el contenido en agua, las propiedades físicas y la composición química del suelo y, asimismo, de la profundidad de la capa freática.

Por otra parte, la evaporación no depende solamente de los factores meteorológicos y de las propiedades del suelo, sino también de las características de las plantas, tales como el número de los poros de las hojas por los cuales se escapa el vapor de agua y los otros gases, la profundidad y la naturaleza de las raíces de los vegetales, como:

- Tipo de vegetación
- Profundidad de la zona de actividad de las raíces

- Follaje total y área de estomas (estoma: orificio en la superficie de la planta).

9.2 Métodos de medida

Existen tres métodos directos para medir la evaporación:

a) Medir la variación de peso de una muestra de terreno.
b) Observar la pérdida de agua de una superficie porosa humedecida.
c) Observar el descenso de nivel de una superficie de agua expuesta al aire libre en un depósito o tanque de grandes dimensiones.

Las medidas obtenidas al aplicar estos diferentes métodos no son comparables. Para poder comparar las medidas de evaporación efectuadas en lugares diferentes es indispensable utilizar instrumentos idénticos instalados en condiciones similares. Incluso en éste caso, los resultados obtenidos no tienen más que un valor puramente relativo, excepto, quizás, cuando se aplica el método a).

9.3 Aparatos de medición de la evaporación

Consideraciones generales

El término "evaporímetro" se aplica a cierto número de instrumentos (el atmómetro entre ellos) mediante los cuales se mide la pérdida de agua en una superficie normal saturada. Estos instrumentos no miden directamente ni la evaporación procedente de las superficies naturales de agua ni tampoco la evapotranspiración, o la evaporación potencial. Por consiguiente los valores obtenidos no pueden utilizarse sin un ajuste para llegar a una estimación correcta de la evaporación de los lagos o de la evapotranspiración real y potencial en las superficies naturales.

Debe insistirse en que no se obtienen resultados comparables cuando se utilizan diferentes evaporímetros. Sólo pueden lograrse esos resultados comparables utilizando instrumentos idénticos con exposiciones similares e incluso así los valores no son necesariamente comparables con otros resultados. La relación entre las escalas de los distintos instrumentos rara vez es útil, a menos que los instrumentos sean del mismo tipo y se utilicen de la misma manera.

Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación (Figura 9.1)

La evaporación se mide observando el cambio de nivel de la superficie libre del agua en una cubeta o tanque. Estos instrumentos que constituyen el tipo de evaporímetro más ampliamente utilizado, sirven de base a distintas técnicas para estimar la evaporación y la evapotranspiración de superficies naturales cuyas pérdidas de agua ofrecen interés.

9.4 Emplazamiento del instrumento

Las estaciones evaporimétricas deben estar situadas en terrenos nivelados y exentos de obstáculos tales como árboles, edificios, arbustos o garitas de instrumentos. Los obstáculos deben estar como mínimo a una distancia equivalente a cuatro veces su altura sobre la cubeta del evaporímetro. Una parcela de tierra de seis metros de lado (36 m^2) resulta adecuada excepto en las zonas de riego; la parcela debe ser suficientemente grande como para garantizar que las gotas arrastradas por el viento o los efectos marginales de la zona sometida a riego no afectan a las lecturas. Los efectos mencionados pueden hacerse sentir hasta una distancia de 40 m. La parcela debe estar cercada para proteger los instrumentos e impedir que los animales abreven falseando el nivel el agua. El cerco debe estar construido de tal manera que no afecte al régimen del viento sobre el evaporímetro.

La superficie del terreno en la estación evaporimétrica debe mantenerse, en la mayor medida posible, en las mismas condiciones que la capa natural común de toda la zona. La hierba, matas, etc., deben segarse o cortarse con suficiente frecuencia para mantener su altura por debajo del nivel del borde de la cubeta del evaporímetro. En ningún caso debe situarse el instrumento sobre una superficie de cemento, asfalto, o sobre una capa de grava. No hay que proteger al evaporímetro del sol.

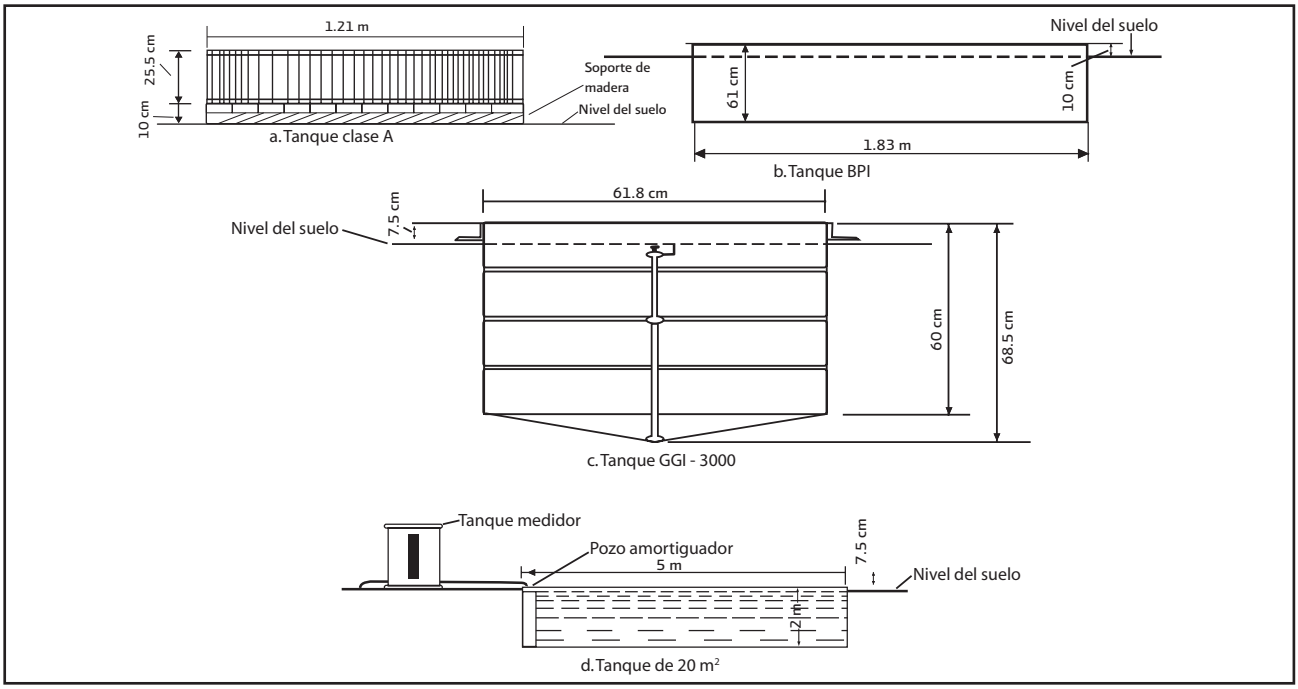


Figura 9.1 Tanques de evaporación

En las estaciones sin personal, especialmente las que están situadas en las regiones áridas y tropicales, a menudo resulta necesario proteger el evaporímetro de los pájaros y otros pequeños animales. Para ello, pueden utilizarse:

a) Repelentes químicos. Cuando se recurre a este tipo de protección, se debe tener sumo cuidado de no alterar significativamente las características físicas del agua del evaporímetro.
b) Una tela metálica sobre la cubeta del evaporímetro. Estas telas metálicas son habituales en numerosas regiones. Impiden las pérdidas de agua debidas a los pájaros y otros animales, pero también reducen las pérdidas originadas por la evaporación, impidiendo parcialmente el paso de la radiación solar hasta el agua y reduciendo el movimiento del viento sobre la superficie de la misma. Con el objeto de obtener una estimación del error derivado del efecto de la tela metálica sobre el campo de viento y sobre las características térmicas del evaporímetro, se aconseja comparar las lecturas del evaporímetro protegido con las del evaporímetro normal de la estación más próxima que disponga de personal. Las pruebas realizadas con un cilindro de protección compuesto de una tela metálica de retícula hexagonal de 25 mm de alambre de acero, sujeto por un marco de acero de 8 mm de sección han demostrado una consecuente reducción de un 10 por ciento del índice de evaporación en tres lugares distintos, durante un período de dos años.

Exposición de cubetas y tanques

Se utilizan principalmente dos tipos de exposición para las cubetas y tanques:

a) Enterrados, en donde la mayor parte del tanque está por debajo del nivel del terreno, quedando la superficie de evaporación al mismo nivel o muy cerca de la superficie del terreno circundante.
b) Por encima del terreno, de modo que la totalidad de la cubeta y la superficie de evaporación estén situadas a baja altura por encima del terreno.

En cualquier caso, conviene que el tanque sea de material inoxidable y que las juntas sean de tal tipo que se reduzca al mínimo el riesgo de que el tanque tenga pérdidas por falta de estanqueidad.

Las cubetas situadas por encima del terreno son baratas y fáciles de instalar y mantener. Permanecen más limpias que las cubetas enterradas ya que la suciedad no las salpica mucho ni la arrastra el aire hasta el agua de los alrededores. Cualquier pérdida de agua que se produzca después de la instalación resulta fácil de detectar y corregir. Sin embargo, la cantidad de agua evaporada es mayor que en las cubetas enterradas, principalmente a causa de la energía radiante adicional que incide en las paredes laterales. Estos efectos perjudiciales de las paredes laterales pueden evitarse parcialmente utilizando una cubeta aislada aunque esto encarece el costo del aparato.

Al enterrar la cubeta se eliminan parcialmente los efectos perjudiciales, tales como la radiación en las paredes laterales y el intercambio de calor entre la atmósfera y la propia cubeta. Sin embargo, las desventajas son; a) más impurezas acumuladas en la cubeta que dificultan la limpieza, b) las pérdidas de agua no pueden ser fácilmente detectadas y corregidas, y c) la altura de la vegetación que rodea a la cubeta plantea un problema importante. Por otra parte, se produce un intercambio apreciable de calor entre la cubeta y el suelo, y ello depende de numerosos factores y, en particular, del tipo de suelo, de su contenido de agua y del manto de vegetación.

Un tercer tipo de instalación y exposición consiste en colocar una cubeta flotante sobre la superficie de un lago. Este tipo de instalación permite obtener valores de la evaporación del lago más correctos que los que se consiguen con la cubeta de evaporación instalada en la orilla, por encima o por debajo del nivel del terreno, aunque las propiedades de acumulación de calor de la cubeta flotante son distintas de las del lago. De todos modos, una cubeta flotante sufre la influencia de las características particulares del lago donde se halla instalada y no constituye necesariamente un buen indicador de la evaporación del lago. Las dificultades de observación son considerables y, por otra parte, las salpicaduras que penetran en la cubeta falsean con frecuencia los datos del instrumento. El costo de instalación y explotación de este tipo de cubeta resulta también elevado.

9.5 Evaporímetro estadounidense de cubeta de Clase A (Figura 9.2)

El evaporímetro estadounidense de cubeta de Clase A está compuesto de un cilindro de 25.4 cm de profundidad y 120.7 cm de diámetro. El fondo de la cubeta se coloca a una altura de diez centímetros por encima del nivel del terreno, perfectamente nivelado sobre un marco de madera que actúa de plataforma y que permite al aire circular por debajo de la cubeta, manteniendo el fondo de la misma por encima del nivel del agua estancada sobre el terreno en caso de lluvia. Esta instalación permite asimismo inspeccionar la base de la cubeta sin dificultad. La cubeta misma está construida de hierro galvanizado de 0,8 mm de espesor, o de cobre o metal monel que habitualmente se deja sin pintar. La cubeta se llena hasta cinco centímetros por debajo del borde (nivel que se considera de referencia).

El nivel del agua se mide mediante una escala en forma de gancho o un punto fijo de referencia. La escala de gancho consiste en una escala móvil y un nonio (Figura 9.4), dotado de un gancho, cuyo extremo toca la superficie del agua cuando la escala está correctamente ajustada. Un tubo estabilizador de unos diez

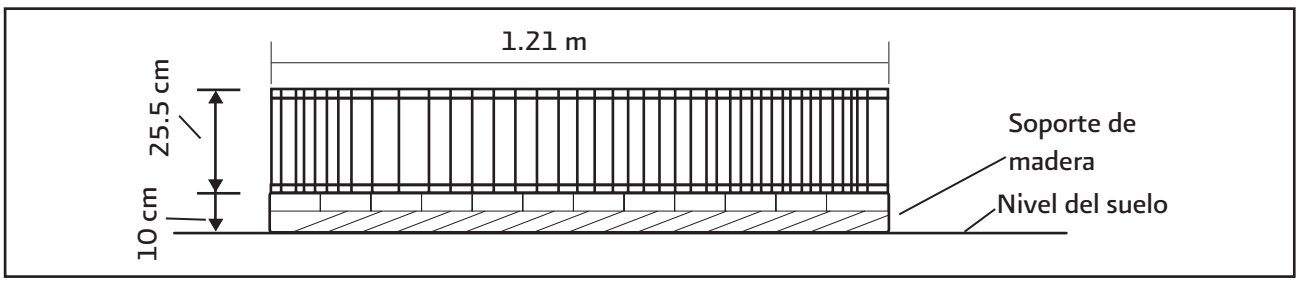


Figura 9.2 Tanques clase "A"

centímetros de diámetro y 30 cm de profundidad, dotado de un orificio en el fondo, elimina cualquier ondulación que pueda formarse en la superficie del agua del tanque y sirve además de soporte a la escala de gancho durante las observaciones. La cubeta se debe volver a llenarse cuando el nivel del agua, indicado por la escala, descienda más de 2,5 cm por debajo del nivel de referencia.

La escala de punto fijo comprende una varilla de latón puntiaguda fijada en un tubo estabilizador, de modo que su extremo quede a unos seis o siete centímetros por debajo del borde del tanque de evaporación. Se utiliza un recipiente aforado para añadir o quitar agua en el momento de la observación con objeto de que el nivel del agua coincida con el punto fijo. Es preferible utilizar una escala de punto fijo que una escala de gancho, ya que es menos onerosa y permite mantener el agua de la cubeta a un nivel constante.

El funcionamiento del evaporímetro estadounidense de cubeta de Clase A ha sido estudiado en condiciones climáticas muy diversas y en una amplia gama de latitudes y elevaciones muy diferentes; actualmente se dispone de relaciones muy útiles que permiten evaluar la evaporación de un lago en función de la evaporación de la probeta. También es posible estimar las pérdidas de agua de este evaporímetro a partir de datos climáticos, cuestión que reviste cierta importancia cuando, por ejemplo, se han extraviado los registros o durante un período del año bastante largo persisten temperaturas por debajo de cero grado. Este instrumento ha sido recomendado como instrumento normalizado para las redes de observación.

El nonio o tornillo micrométrico para medición de la evaporación (Figura 9.3)

El nonio, o tornillo micrométrico, es utilizado en los métodos de medición de la evaporación consistentes en la observación del descenso de nivel de una superficie de agua expuesta al aire libre en un depósito o tanque de grandes dimensiones. Consta de un tornillo con una escala graduada en centímetros, con un rango preferente de 10 centímetros de largo. Tiene también en la cabeza del tornillo, un disco girable "X" que está debidamente calibrada para dar lecturas de décimas y centésimas de milímetro.

La determinación del nivel de agua en el tanque se hace colocando el tornillo micrométrico dentro del cilindro de reposo, que se utiliza para conseguir que una parte de la superficie de agua del tanque permanezca quieta y se pueda medir con precisión. Para efectuar la lectura se apoyarán los tres brazos "V" en la boca del cilindro de reposo y se hará avanzar el tornillo hasta que su punta toque la superficie del agua; la precisión de ésta operación se habrá logrado cuando se observe que se ponen en contacto la punta del tornillo y su imagen reflejada en el líquido. La cifra que mide el nivel del agua, se obtendrá leyendo la indicación en milímetros que señala el filtro del disco "X" sobre la regla "Y" agregando a dicha cantidad el número de centésimos de milímetros que se pueden apreciar. En la Figura 9.4 se lee 20.20 mm.

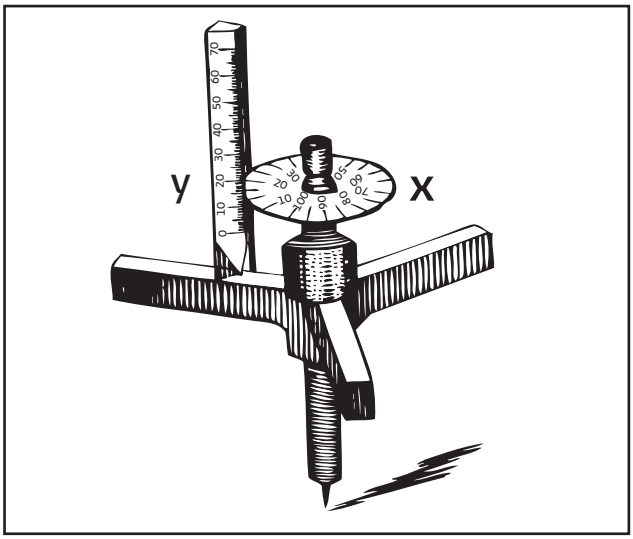


Figura 9.3 Nonio o tornillo micrométrico

9.6 Método de observación

La evaporación diaria se calculó evaluando la diferencia del nivel del agua en la cubeta en días sucesivos, y teniendo en cuenta al mismo tiempo la altura de la precipitación, si la ha habido, durante el período considerado. En zonas donde la relación entre la precipitación y la evaporación es grande, es aconsejable obtener la medida de la precipitación a partir de un pluviómetro enterrado al nivel del suelo.

El nivel de la superficie del agua en el evaporímetro reviste gran importancia. Si el evaporímetro está demasiado lleno, hasta un 10 por ciento (o quizá más) de la lluvia caída puede salpicar fuera, lo cual conduce a una estimación por exceso de la evaporación. Si el nivel del agua es demasiado bajo, se producirá una reducción del índice de evaporación (de aproximadamente 2,5 por ciento por cada centímetro por debajo del nivel de referencia de 5 cm, en las zonas templadas), como consecuencia de la sombra y protección excesivas a que se halla sometida la boca del evaporímetro. Si la profundidad del agua es demasiado escasa, aumenta el índice de evaporación debido al mayor calentamiento de la superficie del agua.

Es aconsejable restringir la gama de niveles de agua permisibles, bien por métodos automáticos, o ajustando el nivel tras cada lectura, o bien tomando medidas para sacar agua cuando el nivel alcance su límite superior o añadiéndola cuando alcance el límite inferior.

Además de las medidas del nivel del agua de la cubeta, se deben efectuar observaciones de la velocidad del viento en un radio de un metro alrededor de la cubeta, de la lluvia, de la humedad relativa del aire, de la temperatura del agua en la cubeta y de la temperatura del aire así como también de los valores máximos y mínimos de estos parámetros obtenidos durante la observación anterior.

9.7 Formas de reportar las lecturas

Se efectuarán dos lecturas durante el día: a las 00 GMT y a las 8:00 horas local, siendo la primera la que se reportará para efectos de difusión nacional e internacional, mientras que la segunda será asentada para efectos estadísticos. En ambos casos, se deberá tomar en cuenta la cantidad de precipitación que se haya presentado en la estación durante las últimas 24 horas previas a la lectura. Esto es, a la lectura realizada se le deberá sumar la cantidad de precipitación presentada durante las últimas 24 horas, y al resultado obtenido, se le restará la lectura del tornillo efectuada 24 horas antes. Todas las lecturas efectuadas, tanto de precipitación como de evaporaciones, se registrarán en el formato SMN/82/SI/00 como se indica en la Figura 9.5.

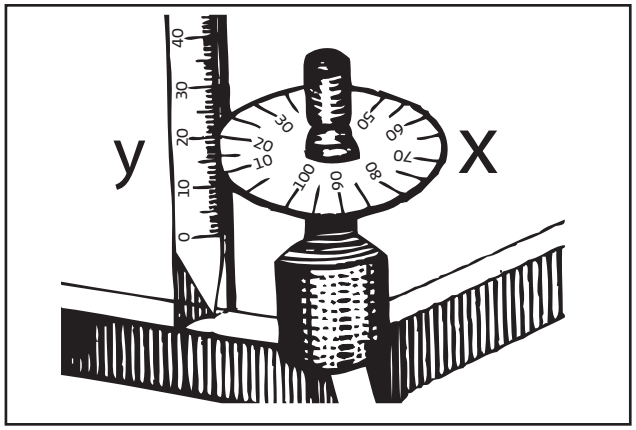


Figura 9.4 Lectura de la escala del tornillo micrométrico

(19) Pluviómetro total 24 hs mm (8:00 hs local)	(20) Lecturas del micrómetro mm (8:00 hs local)	(21)	(22) Evaporación total mm (8:00 hs local)
Se asienta el valor de la precipitación acumulada desde las 8:00 local del día anterior, hasta el momento de la lectura	Se asienta el valor de la evaporación de las 8:00 local del día anterior	Se asienta el valor de la evaporación en ese momento	Resultado de sumar (19) y (20) y restar (21), lo que equivale a la evaporación total a las 8:00 local
Pluviómetro mm (00:00 GMT)	**Lecturas del micrómetro mm (00:00 GMT)**		**Evaporación mm (00:00 GMT)**
Se asienta el valor de la precipitación acumulada desde las 00 GMT del día anterior, hasta el momento de la lectura	Se asienta el valor de la lectura de evaporación de las 00 GMT del día anterior	Se asienta el valor de la evaporación en ese momento	Resultado de sumar (19) y (20) y restar (21), lo que equivale a la evaporación total a las 00 GMT

Figura 9.5 Forma de reportar la evaporación dentro del formato SMN/82/SI/00

9.8 Mantenimiento

Debe realizarse una inspección al menos una vez al mes, dedicando especial atención a la detección de fugas de agua. Los evaporímetros deben limpiarse con la frecuencia necesaria para mantenerlos exentos de residuos vegetales del suelo, sedimentos, residuos flotantes y películas de aceite. Se recomienda añadir al agua una pequeña cantidad de sulfato de cobre u otro producto adecuado contra las algas, con el objeto de evitar su proliferación.

Si el agua se congela, romper el hielo lateral del tanque y medir el nivel del agua mientras el hielo esté flotando. Siempre que se observe esta prescripción el hecho de que parte del agua esté congelada no afectará significativamente su nivel. Si el hielo es demasiado grueso para romperlo, se puede aplazar la medida hasta que pueda hacerse; la evaporación debe determinarse entonces en función del período de tiempo adicional establecido por dicho aplazamiento.

La fuerte lluvia y los vientos de gran intensidad suelen provocar salpicaduras del interior al exterior de las cubetas lo que invalida las medidas.

Periódicamente debe lavarse el tanque y llenarse con agua limpia 3 a 6 cm. Abajo del borde de su boca de acuerdo con la región en que se esté realizando la observación. Esta operación se hará después de efectuada la observación de las 8:00 local.

Mantenimiento preventivo del nonio.

Se recomienda mantenerlo alejado de lugares húmedos, con el objeto de evitar al máximo la corrosión. Por otro lado, se debe lubricar periódicamente tanto la parte del disco "X" como la de la regla "Y", para evitar atascamiento de la cuerda del tornillo, y mantener en buen estado el girado del disco.

X. Estado del Tiempo Pasado y Presente

10.1 Introducción

Observar el tiempo meteorológico, abarca observaciones referentes al estado de la atmósfera y fenómenos asociados con ella que no son necesariamente medidos en forma cuantitativa. Ciertas observaciones que se identifican como tiempo presente, tiempo pasado y estado del terreno, se notifican utilizando claves internacionales junto con datos cuantitativos. Hay otros fenómenos de naturaleza óptica que indican la presencia de determinadas condiciones atmosféricas y se incluyen en el registro habitual que mantiene cada estación sobre la sucesión de fenómenos meteorológicos que han tenido lugar. En el lenguaje meteorológico, significa observar los meteoros, tornados, trombas marinas y las turbonadas.

Un meteoro es un fenómeno observado en la atmósfera o sobre la superficie de la tierra que consiste en una suspensión, una precipitación, o un depósito de partículas liquidas, acuosas o no, o de partículas sólidas, o un fenómeno de la naturaleza de manifestación óptica o eléctrica.

Los meteoros pueden clasificarse en cuatro grupos:

a) Hidrometeoros
b) Litometeoros
c) Electrometeoros
d) Eolometeoros
e) Fotometeoros

Las observaciones del tiempo presente se cifran en los informes de observación de las estaciones sinópticas en el grupo 7 wwW_1W_2 (ww= grupo de tiempo presente), valiéndose de la tabla 4677 de la clave FM 12-XI SINOP contenida en el Manual de Claves, OMM No. 306. Estas especificaciones abarcan:

a) La mayoría de los hidrometeoros (precipitaciones, nieblas, neblinas, ventiscas, rociones)
b) Los litometeoros (calimas, humos, tempestades de polvo, tempestades de arena, remolinos de polvo, remolinos de arena)
c) Algunos electrometeoros (tormentas, truenos, relámpagos)
d) Eolometeoros (tornados, trombas marinas y turbonadas)
e) Fotometeoros (arco iris, halo salar y lunar, coronas, tintes crepusculares, espejismo, obelisco luminoso solar, luz zodiacal)

Los fenómenos meteorológicos que no están previstos en la clave del tiempo presente deben ser reportados en el grupo 9SpSpspsp que es el indicador de grupo de fenómenos específicos y que se describen en la tabla 3778 de la clave FM 12-XI SINOP contenida también en el Manual de Claves, OMM No. 306.

Las observaciones del tiempo en superficie se refieren a las observaciones que se realizan en el suelo o cerca de él. En las estaciones sinópticas, también conocidas como observatorios meteorológicos, deben efectuarse de manera muy rigurosa pues el observador debe respetar las normas particulares de la clave del tiempo presente empleada en el Manual de Claves, OMM No. 306. Las especificaciones de esta clave se refieren:

a) Al tiempo en el momento de la observación,
b) Al tiempo en la hora precedente a la observación, y
c) Al tiempo observado en la estación y en sus alrededores visibles.

La observación del tiempo presente incluye el estado de la atmósfera y de algunos fenómenos que se producen en la estación o en los alrededores visibles de la misma en el momento de la observación; estos datos se consignan a través de cifras de clave apropiadas, teniendo en cuenta la intensidad y la naturaleza de la precipitación o de otro fenómeno.

Cuando se realiza un informe de la observación sinóptica hay que tener cuidado de comprobar si en el momento de la observación hay precipitación. Además, hay que tener en cuenta las condiciones meteorológicas durante la hora que precedió a la observación, para elegir la cifra apropiada de la clave.

Las observaciones se efectúan normalmente en las estaciones, sin embargo, en el caso de tormentas, no es necesario que el fenómeno se produzca justamente sobre el observador.

Se considera que hay tormenta eléctrica en la estación cuando el ruido del trueno es escuchado por el observador.

Las observaciones meteorológicas deben realizarse en un período de diez minutos que preceden a la hora oficial de observación. Es precisamente durante estos diez minutos cuando deben efectuarse y anotarse las diferentes observaciones y medidas. Si durante este periodo se observan fenómenos tales como chubascos de lluvia, precipitaciones intermitentes, tormentas, etc., se considera que estos fenómenos se producen en el momento de la observación.

Así también se realizan observaciones a la hora precedente a la observación, que se refiere a la hora que precede a la hora oficial de observación.

10.2 Hidrometeoro

Es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas de agua liquida o sólida, suspendidas en la atmósfera o cayendo a través de ella, o que son empujadas por el viento desde la superficie de la tierra o depositadas sobre objetos que se encuentran sobre el suelo o en el aire libre.

Gran número de fenómenos meteorológicos son ocasionados por las modificaciones en las condiciones del contenido de vapor de agua en la atmósfera. Estos fenómenos se presentan bajo las siguientes formas:

i) Por una suspensión de partículas en la atmósfera como son: nubes, niebla y neblina.
ii) En la caída de una serie de partículas (precipitación) como: lluvia, llovizna, nieve, nieve granulada, granizo.

De los hidrometeoros que consisten en un depósito de partículas, se producen:

iii) Deposito de niebla y rocío.
iv) Conjunto de partículas de hielo, más o menos distinguibles individualmente, a pesar del hecho de que a menudo se encuentran juntas parcialmente ligadas entre si como la escarcha.

HIDROMETEOROS	GÉNEROS DE NUBES						
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb	SIN NUBES
Lluvia	+	+	+		+	+	
Llovizna				+			
Nieve	+	+	+	+	+	+	
Cinarra				+			
Nieve granulada			+		+	+	
Granizo						+	
Granizo pequeño							
Hielo granulado	+	+					

v) Capas homogéneas lisas de hielo, en las cuales no se pueden distinguir estructuras granuladas como el hielo liso.

Los hidrometeoros se originan principalmente en las nubes. La siguiente tabla detalla los géneros de nubes en los que se originan las partículas precipitables.

Precipitaciones

Se distinguen tres tipos de precipitación: líquida, helada y congelada. De la líquida son la lluvia y la llovizna; de la helada la lluvia helada y la llovizna helada y de la congelada nieve, agua nieve, pelotitas de nieve, cristalitos de hielo y granizo pequeño.

El carácter de la precipitación puede ser:

a) Continua cuando aumenta y disminuye de intensidad gradualmente y no se interrumpe en un lapso de 30 minutos.
b) Intermitente, como la anterior pero su aumento y disminución es gradual y no se interrumpe una vez o más en un lapso de 30 minutos.
c) Chubasco, cuando comienza y termina bruscamente es de gran intensidad y de corta duración, es absolutamente localizada, proviene de nubes del tipo Cu Congestus o Cb.
d) Combinaciones, las precipitaciones a) o b) combinada con c). En estos casos la precipitación no siempre cesa por completo y la intensidad varía con cambios súbitos.

La "intensidad" de la precipitación puede determinarse con los siguientes métodos:

a) Por la velocidad de acumulación. Esta velocidad se mide por la profundidad vertical de agua acumulada en la unidad de tiempo ó profundidad en el suelo de sus formas sólidas acumuladas por unidad de tiempo.
b) Por el grado en que la precipitación afecta la visibilidad. La intensidad de todas las formas de precipitación de nieve y llovizna se determinan por este método y cuando éstas se producen en combinación con una o más de otras formas de precipitación, la intensidad se determina conforme a:

De acuerdo con la velocidad de acumulación, la intensidad de la precipitación es:

- Muy ligera: gotas o copos sólidos que caen tan esparcidos que no alcanzan a mojar o cubrir las superficies expuestas, cualquiera que sea su duración.
- Ligera: desde trazas hasta milimetros por hora, pudiendo tener un máximo de 0.25 mm en 6 minutos.
- Moderada: desde 2.8 hasta 7.6mm por hora o más de 0.3 a 0.8mm en 6 minutos.
- Fuerte: más de 7.6mm por hora o más de 0.8 en 6 minutos.

Criterios para estimar la intensidad de la precipitación:

- Muy ligera: Las gotas caen tan separadamente que no alcanzan a mojar las superficies expuestas, cualquiera que sea su duración.
- Ligera: Cada gota individual puede ser identificada fácilmente; las salpicaduras sobre el pavimento pueden ser observadas fácilmente; los charcos se forman paulatinamente; las superficies expuestas tardan cerca de 2 minutos o más en mojarse por completo; sobre los techos, las gotas producen un suave ruido de tamborileo; se forman pequeñas corrientes de agua en los canales.
- Moderada: No se pueden identificar fácilmente gotas individuales; las salpicaduras sobre los pavimentos son fácilmente observables y se las ve saltar sobre el suelo; los charcos se forman rápidamente, los canales se llenan hasta ¼ o hasta la mitad de su capacidad, el ruido producido sobre los techos es claramente distinguido como un tamborileo más sordo que en el caso anterior.
- Fuerte: La precipitación parece estar cayendo en hojas; no se pueden identificar gotas individuales. Las fuertes salpicaduras que produce sobre las superficies expuestas se les observa saltar hasta varios centímetros por encima de dichas superficies; los canales se llenan hasta más de la mitad; la visibilidad horizontal se ve considerablemente reducida; los ruidos sobre los techos semejan ruidos de tambores de clara y fuerte intensidad.

Cuando ocurre llovizna en combinación con otras formas de hidrometeoros o lithometeoros, deberá

estimarse la velocidad de acumulación y deducirse la intensidad de la precipitación de acuerdo con los criterios fijados a continuación:

- Llovizna muy ligera: las gotas caen tan separadamente que no alcanzan a mojar las superficies expuestas, cualquiera que sea su duración.
- Llovizna ligera: desde trazas hasta 0.3mm por hora.
- Llovizna moderada: desde más de 0.3mm hasta 0.5mm por hora.
- Fuerte: más de 0.5mm por hora.

Cuando la precipitación de llovizna se acumula a razón de más de 1.0 mm por hora, lo más probable es que ya se trate de precipitación de lluvia, y entonces los criterios que se deben aplicar son los expuestos para la intensidad de la precipitación, indicado en los párrafos anteriores.

Cuando se produce precipitación de llovizna o de nieve sin combinación con otras formas de precipitación, la intensidad se puede determinar por el grado en que afecta la visibilidad de superficie, según los criterios siguientes:

- Muy ligera: Los copos de nieve o las gotitas de llovizna caen tan separadamente que no alcanzan a mojar las superficies expuestas cualquiera que sea su duración.
- Ligera: La visibilidad es mayor de 5/8 de milla (1006 m).
- Moderada: La visibilidad es menor de 5/8 de milla pero no menor de 5/16 (menor de 1006 pero no menor de 533m).
- Fuerte: La visibilidad es menor de 5/16 de milla (menor de 533m).

Precipitación liquida.

Las formas de precipitación liquida que se reconocen son las siguientes:

a) **Lluvia:** Se define como toda precipitación que llega al suelo en forma líquida. Su tamaño oscila entre 0.15 y 4.5mm de diámetro con velocidad de caída entre 0.5 y 8 m/seg.
b) La lluvia de mediana duración y densidad abarca extensiones regulares, sus gotas son de más de 0.5mm de diámetro y velocidad de caída superior a los 3 m/seg. Proviene de la nube Ns.
c) La lluvia de larga duración (3 a 48 h) y mucha densidad (10 a 200mm), abarca grandes extensiones y es lluvia producida por la elevación de masas aéreas y húmedas. Estás lluvias se originan en los Ns y As precipitaens.

La lluvia en su mayoría tiene un tamaño mayor que la llovizna y en caso de no serlo las gotas caen bastante dispersas. Se les ve caer directamente al suelo y no parecen flotar en el aire y al caer sobre las superficies expuestas, saltan, salpican, se rompen y mojan; sobre los charcos producen ondas.

Llovizna: Suele ser de larga duración y de poca densidad, no pasa de 1 mm/h. Se producen en igualdad de condiciones que las lluvias generales, por las masas aéreas de que provienen, o no son muy húmedas o no fueron elevadas muy alto. Estas son precipitaciones uniformes, formadas sólo por gotitas menores de 0.5mmm de diámetro con una velocidad de caída inferior a 3m/seg., por lo que parecen flotar en el aire y están expuestas a que las arrastre el viento. Con frecuencia la llovizna cae desde una capa de St bajos y va acompañada de mala visibilidad y niebla. Las gotas al caer sobre las superficies expuestas no salpican pero mojan, sobre los charcos no forman ondas.

Chubasco: Precipitación que comienza y termina bruscamente, es de gran intensidad y de corta duración, es absolutamente localizada, proviene de Cu congestus con Cb. Esta precipitación ocurre también con la turbonada.

Precipitación engelante

Cuando la temperatura es baja, la observación debe dar a conocer si la precipitación se congela o no. Las gotitas de llovizna o las gotas de lluvia que se congelan cuando entran en contacto con objetos sólidos, forman un depósito de hielo que se llama cencellada transparente o hielo liso.

Determinación de la intensidad de las precipitaciones

A continuación se dan algunos ejemplos que indican cómo se determina la intensidad de las precipitaciones en ciertas estaciones:

I) Lluvia

Lluvia débil	- Precipitación poco intensa. - La velocidad de acumulación del agua en el suelo o en un pluviómetro es muy lenta, inferior a 5 mm por hora, aproximadamente.
Lluvia moderada	- Las gotas son grandes y dispersas, más numerosas y más pequeñas. - Las gotas caen con rapidez suficiente para formar charcos de agua. - La velocidad de acumulación de la lluvia en un pluviómetro es de 0.5 a 4 mm por hora.
Lluvia fuerte	- Las gotas provocan un ruido sordo y continuo en los tejados; rebotan y caen en los caminos. - La velocidad de acumulación de la lluvia en los pluviómetros es superior a 4 mm por hora. - Este término se utiliza para caracterizar no solamente las lluvias torrenciales que acompañan las tormentas, sino también las violentas caídas de lluvia que no van acompañadas de truenos.

II) Llovizna

Llovizna débil	- Se percibe su contacto con la piel o sobre el parabrisas de los automóviles. - Algunas veces puede originar un ligero chorreo sobre la superficie de las carreteras y tejados.
Llovizna moderada	- El agua corre ligeramente sobre las superficies de las ventanas y de las carreteras.
Llovizna fuerte	- Reduce la visibilidad de forma apreciable.

III) Nieve

Nieve débil	- El agua se acumula en el pluviómetro a una velocidad que puede alcanzar 1 mm por hora.
Nieve moderada	- Los copos son generalmente pequeños y esparcidos.
Nieve fuerte	- Los copos son más gruesos y en cantidad suficiente para reducir notablemente la visibilidad.

IV) Granizo

Granizo débil	- La visibilidad se reduce considerablemente.
Granizo moderado	- Los pedriscos son generalmente de pequeñas dimensiones y esparcidos; a menudo están mezclados con gotas de lluvia. - Los pedriscos son suficientemente numerosos para blanquear el suelo.

Hidrometeoros por una suspensión de partículas en la atmósfera

La reducción de la visibilidad depende de la estructura de la niebla, especialmente del número de gotitas por unidad de volumen, y de la distribución de tamaños de las mismas. Esta estructura está determinada principalmente por la naturaleza del aerosol atmosférico, el modo de formación de la niebla y por su edad. Ella puede variar en gran medida en tiempo y espacio.

Garrúa; llovizna de niebla, no afecta la visibilidad pero moja, pues la cantidad de agua que suministra es pequeñísima. Las neblinas de suelo y las de altura, suelen ser sus alimentadoras.

En condiciones que resultan de la ocurrencia simultanea de niebla y alta contaminación del aire en áreas urbanas e industrializadas, con reacciones químicas que se llevan a cabo entre gotitas de niebla y distintos contaminantes, son agrupadas bajo la designación "smog" (es decir humo y niebla).

En la práctica, los términos "niebla" y " neblina " se usan para indicar distintas intensidades del fenómeno, siendo el término "neblina" sinónimo de niebla ligera.

El término "niebla" se usa cuando el hidrometeoro niebla reduce la visibilidad horizontal en la superficie terrestre a menos de un kilómetro.

Cuando están iluminadas, las gotitas de niebla individuales son visibles frecuentemente a simple vista, lo que significa que a menudo se encuentran en movimiento de una manera algo turbulenta. En la "niebla", el aire se siente generalmente fresco, viscoso y húmedo.

La "niebla" forma un velo blanquecino que cubre el paisaje; cuando está mezclado con polvo o humo puede tomar una coloración tenue.

Neblina; una parte del espacio, no siempre bien delimitada, en la cual se encuentra tal cantidad de gotitas de agua o de cristales de nieve que la visibilidad queda reducida de 1 a 2 km, llegando en la "cerrazón" a veces a sólo 5 m.

Las neblinas en la mayoría de los casos, son formaciones estáticas, producidas en el lugar, sin intervención de corrientes verticales, principalmente como consecuencia de un enfriamiento del aire. Generalmente están en contacto con la tierra, o sea que son formaciones de suelo.

Las neblinas se forman en muy distintas temperaturas. Si ésta es superior a 0°C , los productos de condensación son gotitas de agua; si es inferior, son cristales de nieve, granitos de hielo o gotitas en estado de sobrefusión.

La neblina elevada de aspecto estratificado, que hasta puede generar pequeñas precipitaciones, es el resultado de una mezcla de dos masas aéreas muy húmedas que pueden producir un pequeño sobrante de vapor de agua pudiendo ser eliminado por el proceso de condensación o neblina alta.

Según el grado de visibilidad que existe dentro de la neblina, se distinguen la bruma, neblina y niebla.

La neblina está formada por gotitas de agua cuyos tamaños oscilan entre 5 y 50µ. Dentro de ella la visibilidad varía entre 1 y 2km. La neblina no moja. El contacto del aire húmedo con partículas sólidas enfriadas y en suspensión produce las neblinas. Ellas son formaciones estáticas sin que el aire haya experimentado movimientos verticales de importancia.

La neblina forma generalmente un velo bastante delgado grisáceo que cubre el paisaje.

La niebla es una neblina espesa, que moja. El tamaño de las gotitas de agua oscila entre 50 y 150 micras (0.05-0.15mm) pudiendo por esta causa reducir la visibilidad hasta 5m.

El número de gotitas de agua que se forman es relativamente pequeño, unas 100 por cm^2, debido a la reducida sobresaturación que permite la adhesión de vapor de agua sólo a los núcleos de condensación grandes, mas no a las pequeñas.

Formación de las neblinas, por:

1) el grado de humedad del aire
2) la magnitud del descenso de la temperatura
3) la naturaleza en los núcleos de condensación

Cuanto mayor es la humedad del aire, más vapor de agua puede ser eliminado, mayor puede ser el numero y tamaño de las gotitas formadas, más densa la neblina y menor la visibilidad dentro de ella.

El descenso de la temperatura, cuanto más acentuado sea, mayor es la sobresaturación que produce y más vapor de agua puede ser eliminado, y más espesa y duradera resulta la neblina. Si las partículas sólidas son higroscópicas, la condensación de vapor de agua se inicia ya en un ambiente de 50% de humedad relativa. Sin partículas sólidas, la formación en las neblinas es sumamente difícil, si no imposible.

El viento es un factor negativo que impide que se establezcan estados atmosféricos propicios para la formación de la neblina cerca de la superficie.

Disipación de las neblinas

En un proceso inverso al de su formación y es necesario que:

a) aumente la temperatura del aire
b) disminuya la cantidad de gotitas de agua

El sol y el viento son los disipadores naturales de las neblinas.

Disipación artificial: calentando la neblina, extrayendo humedad de ella, mezclándola con aire caliente y seco.

Neblina de suelo o rastrera: Son formaciones de las primeras horas de la mañana. De preferencia se producen en lugares bajos, donde se acumula el aire frío, siempre que la humedad del ambiente haya sido elevada y la pérdida de calor por irradiación bastante acentuada. Su límite superior lo forma comúnmente una inversión de suelo (consecuencia de la acumulación de aire enfriado sobre el suelo) el calor solar y el viento terminan con ellas.

Las nieblas de suelo o rastreras son de poco espesor; a través de ellas mucha veces se observa el cielo. Decrecen de abajo hacia arriba y se observan borrosas en su plano superior, ocacionan mala visibilidad horizontal y son de corta duración.

Calina o calima designa la opacidad que en las capas bajas de la atmósfera producen la mezcla y agitación de las corrientes de aire de diferente densidad al ser calentada la capa inferior por contacto con la superficie terrestre. Casi siempre se presentan en tiempo seco, objetos visibles a 1km y más de 1km, son nieblas, o neblina y a más de 2km si no son visibles es calina.

Por precipitación, se entiende el agua que cae a tierra, en estado líquido, en forma de gotas y gotitas de agua, en estado sólido, en forma de granos de hielo y en estado cristalino en forma de nieve.

La caída de gotas de agua produce la lluvia, la de gotitas, llovizna, y la de granos de hielo, la granizada y la pedrea, y la caída de los copos de nieve, la nevada.

Las nubes están formadas por gotitas de agua; las lluvias por gotas de agua, o sea que las primeras crecen por adhesión de partículas de vapor de agua, o sea para el proceso de condensación, estas por unión de las gotitas entre sí, proceso llamado coagulación. Solo de esta manera pueden formarse en un tiempo razonable, gotas de agua de cierta magnitud.

Formación de la nieve

Se inicia con el proceso de sublimación pasando de vapor a líquido, del estado gaseoso al estado líquido sin la intervención de un proceso de condensación. El primer producto de sublimación es el cristal de hielo

en forma hexagonal. Si el crecimiento de éste prosigue, se obtiene el cristal de nieve y cuando estos crecen, se forman cristales esféricos, que son nieve granulada. En otros términos, los cristales mencionados se forman principalmente por coagulación de los cristales de hielo.

Granizo

El granizo sólo se puede formar en nubes de desarrollo vertical, esto es, en nubes de tormenta, originados por la elevación del aire caliente y húmedo, dentro de un ambiente inestable, con gradiente térmico superior a -1°/100m. El granizo al caer salta, no se rompe y se acumula.

Agua, nieve o lluvia

Es la nieve cayendo a través del aire caliente en el cual se licua y llega a la superficie de la tierra.

Cristales de nieve reunidos ya en menudos copos, van transformándose en nieve granulada, la cual pronto es envuelta por una capa de granitos finitos, algo espaciados entre sí, lo cual da lugar de granizo blando, desmenuzable en los dedos.

A medida que estos granos caen, crecen rápidamente ya que las gotitas que encuentran en el trayecto son cada vez mayores. El agua que estas encierran tiene tiempo de desparramarse por el grano antes de congelarse. En esta fase de formación del granizo ya no quedan espacios libres por lo cual el grano adquiere mayor consistencia, para irse transformando progresivamente en granizo duro. Su crecimiento depende principalmente del tiempo que tarda en atravesar la nube, es decir, si durante su travesía las corrientes verticales lanzan contra él las gotitas líquidas que se encuentran en la parte inferior de la nube, su crecimiento es rápido. Ahora el agua que contienen estas gotitas se desparrama por el grano y después de enfriarse se congela, cubriéndolo así con una capa de hielo transparente para de este modo el grano transformarse primero en pedrisco y si las condiciones para su crecimiento siguen siendo favorables pasan a piedra, pudiendo alcanzar considerables dimensiones. Su licuación, se efectúa progresivamente en presencia de aire caliente hasta el momento en que se estrelle con el suelo, y lógico, la piedra disminuye en tamaño convirtiéndose otra vez en un pedrisco si el proceso perdura suficiente tiempo, se convierte en granizo.

Hidrometeoros que consisten en un depósito de partículas

I) Rocío

El rocío es el vapor de agua condensada sobre el suelo y las plantas enfriadas, donde forma una película de agua. La condensación de vapor de agua en la superficie de la tierra, en forma líquida y en un ambiente de temperatura superior a 0°, se llama rocío. Su cantidad depende de la humedad del aire y del descenso de la temperatura que se ha operado. Su cantidad es de 0.1 a 0.3mm y en el año de más de 30 a 50mm. Una mayor cantidad de rocío, es notable en los desiertos, tanto por la humedad del aire como por el acentuado descenso de la temperatura en las noches, y con lugares de mucha humedad, es notoria la presencia de rocío hasta en los árboles, sin la presencia de nubes.

El rocío también puede ser definido como el depósito sobre objetos de gotas de agua producidas por la condensación directa de vapor de agua desde el aire circundante. Existen dos tipos de rocío, el rocío propiamente dicho y el rocío por advección. El primero corresponde al depósito de gotas de agua sobre los objetos, cuyas superficies están suficientemente frías, en general con radiación nocturna, como para producir la condensación directa del vapor de agua contenida en el aire circundante y se deposita ordinariamente sobre objetos que se encuentran en el suelo o cerca de él, principalmente sobre las superficies horizontales.

El rocío propiamente dicho se observa especialmente durante la parte cálida del año, cuando el aire está en calma y el cielo despejado.

El rocío no deberá confundirse con el depósito de gotas provenientes de niebla baja sobre superficies expuestas, ni en el caso de plantas con las gotas de agua que ellas transpiran, los cuales tienen lugar al mismo tiempo que el depósito de rocío, y que también pueden ocurrir separadamente.

El segundo tipo de rocío que es por advección también es el depósito de agua sobre los objetos, cuyas superficies están suficientemente frías como para producir condensación directa del vapor de agua contenido en el aire que se pone en contacto con esta superficie, habitualmente a través de un proceso de advección.

El rocío de advección se deposita principalmente sobre superficies expuestas en vertical. Se le observa en particular durante la parte fría del año, cuando el aire relativamente cálido y húmedo invade repentinamente una región, después de un periodo de heladas moderadas.

El rocío por advección no debe ser confundido con el depósito de gotas de niebla, ni con el pseudo rocío observado en tiempo húmedo sobre ciertas superficies expuestas cubiertas por una película delgada de sustancias higroscópicas.

II) Escarcha

Es un deposito de hielo sobre objetos, generalmente de aspecto cristalino, y producido por la "sublimación directa" (paso del estado gaseoso al estado sólido) de vapor de agua en el aire circundante, se produce a una temperatura ambiente menor a 0°C.

El paso del vapor de agua del estado gaseoso al estado sólido puede ser directo y verificarse sólo por el proceso de sublimación. Esta posibilidad existe cuando el ambiente llega a lo muy frío y al grado de humedad tal que el aire está sobresaturado respecto del hielo, pero no respecto del agua. Siendo desigual el enfriamiento de la superficie de la tierra, existen centros esporádicos que desempeñan el papel de "núcleos" para la formación de cristales de hielo. La escarcha así obtenida tiene gran semejanza con la nieve; se le denomina escarcha cristalina, y se forma sin nubes y sin neblina.

Al igual que con el rocío, existen dos tipos de escarcha, la propiamente dicha y la de advección. En la primera, el depósito de hielo generalmente asume el aspecto de escamas, agujas, plumas o abanicos y se forman sobre objetos cuyas superficies están suficientemente enfriadas, generalmente por radiación nocturna, como para producir la "sublimación " directa del vapor de agua contenido en el aire ambiente.

La escarcha propiamente dicha se deposita ordinariamente sobre objetos que están en el suelo o cerca del mismo, principalmente sobre sus superficies horizontales. Esta escarcha se observa especialmente durante la parte fría del año, cuando el aire está en calma y el cielo despejado.

La escarcha por advección es un depósito de hielo que tiene generalmente forma cristalina, y que se forma sobre los objetos cuyas superficies están suficientemente frías como para producir sublimación directa del vapor de agua contenida en el aire que llega a ponerse en contacto con la superficie, a menudo a través de un proceso de advección.

La escarcha por advección se deposita principalmente sobre superficies expuestas en vertical y se observa especialmente durante la etapa fría del año, cuando el aire relativamente cálido y húmedo invade repentinamente una región después de un largo periodo de heladas intensas.

La escarcha o cencellada dura, bastante compacta y lisa y de aspecto lechoso, tiene mucha semejanza con el granizo duro, por ello su nombre. De igual forma, la escarcha o cencellada blanda tiene semejanza con el granizo blando y puede ser desmenuzada por los dedos, y es opaca. Para este caso, la temperatura que facilita su formación es de -10°.

III) Hielo transparente

Es hielo compacto, liso, usualmente transparente, bastante amorfo, que presenta una superficie irregular y es morfológicamente parecido al hielo vidrioso. Se deposita en el suelo o cercano a él, principalmente en objetos expuestos al viento, se le observa sobre todo en regiones montañosas.

En la atmósfera libre, se deposita sobre la parte de las aeronaves expuestas al viento relativo. Se forma del congelamiento lento del agua que permanece en estado líquido después del cese del sobreenfriamiento, la cual es capaz de penetrar los intersticios entre los granos de hielo antes de congelar.

El hielo transparente es fuertemente adhesivo y sólo puede ser removido de los objetos quebrándolo o fundiéndolo.

En casi todos los casos, el hielo claro se forma con temperaturas del aire ambiente entre 0 y –3° C.

IV) La escarcha de lluvia

Es transparente, de superficie lisa, pulida y de aspecto vítreo. Puede formarse cuando la temperatura de la nube es superior a 0° y la de la superficie es inferior a ésta. Aquí las gotitas de agua se desparraman por el suelo y se congelan a medida del enfriamiento que experimentan debido al contacto con la superficie, y en mayor escala todavía, a causa del enfriamiento producido por la evaporación favorecida por el viento.

V) Ventisca

Se clasifican dos principales:

1) Ventisca a nivel del suelo. En este caso la nieve está muy poco elevada del suelo de tal manera que la visibilidad vertical no ha disminuido notablemente, pero el suelo y los obstáculos poco elevados están velados y ocultos por la nieve en los alrededores. La trayectoria de este movimiento es casi rectilínea por lo menos al principio.
2) Ventisca elevada. En este caso la nieve se extiende hasta gran altura y su espesor puede ser algunas veces suficiente para que el cielo y el mismo no sean velados. La visibilidad horizontal y vertical, es generalmente muy poca. La nieve es casi siempre llevada con fuerza por el viento.

VI) Espuma

Gotas de agua arrastradas por el viento a las crestas de las olas y llevadas a escasa altura, lo cual produce el efecto de reducir la velocidad. Estas gotitas pueden estar acompañadas de espuma amontonada cuando el mar está suficientemente agitado.

VII) Garrúa

Depósito de gotas de niebla que se observa cuando una niebla suficientemente densa y húmeda moja los objetos; esto sucede, principalmente en otoño y en invierno cuando la niebla se forma a temperaturas ligeramente superiores a cero grados.

VIII) Cencellada

Niebla helada. Revestimiento de hielo más o menos homogéneo y translucido que proviene del congelamiento rápido de gotitas de agua en sobrefusión, generalmente grandes.

10.3 Litometeoro

En la litosfera se encuentran los constituyentes más livianos que rodean a los más pesados de la barisfera (cromo, níquel, hierro). Los citados son como cáscaras concéntricas, de densidades decrecientes y a las cuales les siguen la hidrósfera y la atmósfera en la cual se encuentran partículas sólidas en el aire y cuyo tamaño aparente excede los 0.02 mm para poder ser visualizados por el ojo humano. Claro, en el aire existen partículas más pequeñas que las mencionadas, como las que se ven en un cuarto oscuro en el cual penetra un rayo de sol (iluminación difusa ordinaria). Con un microscopio pueden percibirse partículas de 0.2 u (0.0002 mm de diámetro). Con un ultra microscopio que aumentase un millón de veces el poder de nuestra vista, se pueden ver todas las partículas sólidas que hay en el aire.

Se llaman Litometeoros los fenómenos meteorológicos formados por partículas sólidas en su mayoría, y no acuosas. Las partículas están suspendidas en el aire o son levantadas por el viento desde el suelo. Se pueden presentar bajo las formas siguientes:

I) Suspensión en la atmósfera; consisten en partículas de polvo muy pequeñas, en partículas de sal marítima o en productos de la combustión como pueden ser incendios de bosque y dentro de este tipo tenemos: calima, calima de polvo y humo.
II) Partículas levantadas del suelo por el viento como: nube de polvo, nubes de arena, tempestad de polvo, tempestad de arena, remolino de polvo y remolino de arena.

Se observa que la calima está constituida por partículas secas extremadamente pequeñas, invisibles a simple vista, en suspensión en la atmósfera. Estas partículas son bastante numerosas para dar al aire un aspecto opalescente.

Generalmente es fácil distinguir la calima de la niebla debido a que, en la primera, el aire está relativamente seco. En caso de dudas se puede admitir razonablemente que es calima si la humedad relativa es inferior al 80%.

Los litometeoros son meteoros que están compuestos por conjuntos de partículas que, en su mayor parte, son sólidas y no acuosas. Estas partículas están en suspensión en la atmósfera o son levantadas del suelo por el viento.

A continuación se definen y describen los diferentes litometeoros:

I) Calima

Suspensión en la atmósfera de partículas secas extremadamente pequeñas, invisibles a simple vista y bastante numerosas que dan al aire un aspecto opalescente.

La calima comunica un tinte amarillento o rojizo a los objetos lejanos y brillantes o a las luces ante las que se interpone, mientras que los objetos oscuros toman un tinte azulado. Este efecto es ocasionado por la difusión de la luz de las partículas que constituyen la calima. Estas partículas pueden tener su propio color que contribuye también a la coloración dada al paisaje.

II) Calima de arena

Suspensión en la atmósfera de polvo o de pequeñas partículas de arena levantadas del suelo antes del momento de la observación por una tempestad de polvo o de arena.

La tempestad de polvo o de arena pueden tener lugar en el sitio de la observación o en sus alrededores, e incluso lejos.

III) Humo

Suspensión en la atmósfera de pequeñas partículas procedente de cualquier producto de combustión. En los ortos y ocasos del sol, al ser visto éste a través de la capa de humo, su color es sumamente rojizo, a la existencia, puede adquirir un color grisáceo o azulado; con frecuencia tiene un color negrusco bastante intenso. A corta distancia, puede ser identificado por su olor y respecto al color, según sea la materia que le de origen, puede presentar cualquier color.

Este litometeoro puede suceder cerca de la superficie de la tierra o en la atmósfera libre.

Cuando hay humo en la atmósfera, el sol toma en su orto y ocaso una coloración rojo vivo; al mediodía toma un tinte anaranjado. El humo que proviene de ciudades relativamente próxima puede ser castaño, gris oscuro o negro. Las grandes capas de humo que provienen de los incendios de los bosques verdosos. El humo de los hogares muy alejados se reparte de manera uniforme en la atmósfera y generalmente presenta ligeros tintes grisáceos o azulados. Cuando el humo es muy abundante puede detectarse por su olor.

IV) Nube de polvo o de arena

Conjunto de partículas de polvo levantadas del suelo en el lugar de la observación o en su proximidad, a alturas débiles o moderadas, por un viento suficientemente fuerte y turbulento.

El polvo está constituido por partículas sólidas en suspensión en el aire provenientes de la superficie de la tierra. Cuando está presente en el aire, le da un tono café grisáceo a los objetos situados a una cierta distancia. Cuando el sol es visto a través del polvo, se ve opaco o con un tono amarillento.

Las condiciones del viento (velocidad y turbulencia) necesarias para originar la aparición de estos litometeoros dependen de la naturaleza del suelo, del estado de su superficie y de su grado de sequedad.

a) Nube de polvo baja (polvareda) o de arena baja

Polvo o arena levantados por el viento a poca altura sobre el suelo. La visibilidad no se reduce sensiblemente a nivel de la vista (este nivel se define como la altura de 1,80 m sobre el suelo).

Los obstáculos poco elevados están velados u ocultos por el polvo o la arena en movimiento.

La trayectoria de las partículas de polvo o de arena es sensiblemente paralela a la superficie del suelo.

b) Nubes de polvo o de arena, altas

Polvo o arena levantados por el viento a alturas bastante importantes sobre el suelo. La visibilidad horizontal al nivel de la vista del observador se reduce de modo pronunciado.

La concentración de las partículas de polvo o de arena es algunas veces suficiente para velar el cielo e incluso el sol.

V) Tempestad de polvo o de arena

Conjunto de partículas de polvo o de arena levantados con violencia del suelo por un viento fuerte y turbulento hasta grandes alturas.

Tempestad de arena: arena levantada desdes la superficie por el viento muy fuerte. Son grandes cantidades como en hojas o nubes. La visibilidad parece llegar a restringirse por completo, alcanzando la arena alturas considerables.

Las tempestades de polvo y arena generalmente se originan en las regiones donde el suelo está cubierto de polvo o de arena suelta; en ocasiones recorren distancias considerables y pueden observarse sobre regiones cuyo suelo no está cubierto de polvo o de arena.

El momento precedente a la tempestad de polvo o de arena pueden tener el aspecto de gigantescas murallas que avanzan rápidamente. Las barreras de polvo o de arena acompañan, a menudo, a nubes cumulonimbus algunas veces ocultas por el polvo o la arena. También pueden producirse en ausencia de toda nube a lo largo del borde anterior de una invasión de aire frío.

VI) Remolino de polvo o de arena (tolvanera)

Conjunto de partículas de polvo o de arena acompañadas, de pequeños residuos, levantados del suelo en forma de columnas giratorias de altura variable, con eje sensiblemente vertical y de poco diámetro.

En la tolvanera el polvo es levantada desde la superficie del suelo en grandes cantidades, como en hojas o nubes, por el viento. En estas condiciones, el polvo puede llegar hasta alturas considerables y, en ciertas ocasiones, puede ocultar totalmente el cielo.

La tolvanera se diferencia del polvo, siendo que éste debe estar en suspensión en el aire, mientras que la tolvanera es polvo que debe ser levantado desde el suelo por el viento. Ambos están constituídos por partículas sólidas provenientes de la superficie de la tierra.

Estos litometeoros se producen cuando el aire cerca del suelo es muy inestable, por ejemplo, sobre los suelos fuertemente caldeados por la radiación solar.

La bruma se ve como un velo uniforme que hace disminuir la intensidad de los colores del paisaje; adquiere un color azulado cuando se le ve contra las montañas, y un color amarillo sucio o anaranjado, cuando se le ve contra el sol y la luna. Es fácil de confundir con la niebla muy ligera. La bruma son partículas de polvo o sal, muy pequeñas que pueden ser individualizadas, percibidas por los sentidos.

La bruma es neblina en formación. En ella la visibilidad es superior a 2km y está constituida por partículas sólidas comúnmente higroscópicas, a las cuales se está adhiriendo vapor de agua. El común de estos productos no pasa todavía de las 5 μ.

Fenómenos de tiempo presente y fenómenos de obstrucción a la visión

Todos los lithometeoros e hidrometeoros (niebla, niebla baja, niebla helada, ventisca, bruma, humo, polvo, tolvanera, tempestad de arena) son fenómenos de obstrucción a la visión, y como fenómenos de tiempo presente son el tornado, la tromba marina, la tronada, la tronada fuerte, la lluvia, el chubasco de lluvia, la llovizna, la lluvia helada, llovizna helada, agua-nieve, el chubasco de agua nieve, nieve, chubasco de nieve, cristales de hielo, granizo, granizo pequeño, turbonada.

Es de tener en cuenta que cuando dos o más fenómenos existen en el momento de la observación, ya sean de tiempo presente y/o de obstrucción a la visión, todos ellos deben ser incluidos en el cuerpo del informe, de acuerdo con la siguiente preferencia:

1. tornado o tromba marina
2. tronada

3. precipitación líquida en forma decreciente de intensidad
4. precipitación helada como la anterior
5. precipitación congelada, como antes
6. obstrucción a la visión, en forma decreciente de predominancia, si ésta es discernible

NOTA: se recomienda no confundir la niebla con la bruma, ya que la primera está formada por gotitas de agua en suspensión en el aire, y la siguiente está constituida por partículas sólidas en suspensión en el aire. La magnitud de la depresión de punto de rocío tampoco es criterio de identificación, pues en muchas ocasiones los núcleos de condensación son tan activos que aceleran el proceso de condensación a tal punto que éste se alcanza hasta con una humedad relativa tan baja como 75%.

Por ejemplo, la posible persistencia de niebla o niebla baja en un aeropuerto. Si hay niebla baja y la visibilidad horizontal que se alcanza a apreciar es de más de 1 milla, el piloto en vuelo podría intentar un aterrizaje, pero si hay niebla el aterrizaje sería absolutamente inconveniente, ya que el techo es en estos casos, por lo general, sumamente reducido.

La codificación o clasificación o reconocimiento incorrecto de un fenómeno meteorológico cualquiera es una demostración **de falta de responsabilidad y seriedad profesional del observador.**

Aún cuando es cierto que raras veces se produce niebla cuando la depresión de punto de rocío es mayor de 2°C (aprox. 4F), el fenómeno de niebla o niebla baja debe ser codificado y registrado como tal cada vez que se lo observe cualquier que sean los valores de la temperatura ambiente de punto de rocío.

10.4 Electrometeoros

Es una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica. Puede producirse de las siguientes formas:

i) En forma de descargas discontinuas de electricidad (relámpagos y truenos), y
ii) En forma de fenómenos más o menos continuos (fuego de San Telmo y aurora polar)

Las tormentas son combinaciones de truenos y relámpagos, con o sin precipitación. Los relámpagos son manifestaciones luminosas que resultan de descargas bruscas entre dos nubes cargadas de electricidad, o entre una nube y el suelo. Los truenos son los ruidos provocados por relámpagos y pueden escucharse hasta a 20 km, de distancia de donde se produjeron.

Las tormentas están asociadas con las nubes convectivas. Durante el día, los relámpagos no son visibles, pero es necesario cifrar tormenta en el reporte cuando se escucha el trueno.

Los electrometeoros son manifestaciones visibles o audibles de la electricidad atmosférica. A continuación se da la definición y la descripción de los diferentes electrometeoros.

I) Tormenta

Las tormentas son descargas bruscas de electricidad atmosférica que se manifiestan por destellos breves e intensos (relámpagos) y por ruidos secos o rezumbidos sordos (truenos).

Las tormentas están asociadas a nubes convectivas y, la mayoría de las veces, van acompañadas de precipitaciones que cuando alcanzan el suelo, lo hacen en forma de chubascos de lluvia o de nieve, de nieve granulada, de hielo granulado o de granizo.

Tronada (tormenta eléctrica) ésta consiste en la observación de rayos y/o relámpagos y/o se oyen truenos. La nube que la produce es el Cb.

Se considera que se está produciendo una tronada en la estación cuando se ha oído un trueno o se ha observado un rayo o relámpago en el intervalo de 15 minutos precedentes a la observación.

El brillo del relámpago es la luz que emiten las moléculas de aire, excitadas durante el proceso de ionización al volver a su estado normal. El trueno es el movimiento vibratorio de la masa circundante, debido a la compresión y subsiguiente dilatación del aire, afectado por el proceso de ionización. La luminosidad del relámpago se propaga a 300 000 Km/seg. La distancia a la que inicia la descarga es 333 m/seg (1 Km cada 3 segundos). Existe una diferencia de 3 segundos entre le relámpago y la percepción del true-

no, este último se escucha aproximadamente hasta los 15 Km.

Tronada fuerte: es aquélla en la que se escuchan truenos fuertes y muy bien definidos en forma contínua. Por lo general, hay precipitación de granizo y el viento alcanza una velocidad de 40 millas por hora (35 ruidos o más); la temperatura desciende unos 11°C (20°F) o más en un lapso de 5 minutos. Si las condiciones anteriores no se cumplen, las tronadas deben considerarse como moderadas. La forma en que se producen los rayos, es de nube a tierra así como de nube a nube o dentro de la misma nube.

Cuando la descarga se produce dentro de la nube, se llama relámpago, y cuando es entre la nube y la tierra, se llama rayo.

II) Fuego de San Telmo

Es una descarga eléctrica luminosa en la atmósfera, continua y de intensidad débil o moderada, que emana de objetos elevados situados en la superficie del globo (pararrayos, aparatos anemométricos, mástiles de barcos, aeronave en vuelo y sus extremos de las alas, hélices, etc.).

Este fenómeno puede observarse cuando el campo eléctrico en las proximidades de la superficie de los objetos se intensifica. El fuego de San Telmo se manifiesta, a menudo, en forma de penachos o de crestas violentas o verdosas, claramente visibles en la noche.

III) Aurora polar

Fenómeno luminoso de la alta atmósfera que aparece en forma de arcos, bandas, colgaduras o cortinas. Es el fenómeno óptico más brillante que produce la naturaleza, sus colores son tenues, suaves y sumamente variados; su extensión es considerable abarcando muchas veces todo el cielo visible. A esto se agrega su lento movimiento parecido a un oleaje tranquilo, majestuoso.

Las auroras polares se presentan por la presencia de partículas cargadas de electricidad emitidas por el sol durante las erupciones cromosféricas, y que actúan sobre los gases enrarecidos de la atmósfera muy alta. Estas partículas son canalizadas por el campo magnético terrestre, y ésta es la razón por la que las auroras polares se observan más frecuentemente en las regiones próximas a los polos magnéticos. Las mediciones han demostrado que la altitud del límite inferior de las auroras polares es de 100 y 120 km aproximadamente (algunas veces alcanza 60 km), mientras que el límite superior se sitúa entre 100 km y 400 km (algunas veces puede alcanzar 1000 km).; alturas mayores no son propicias a su formación porque la densidad del aire no es suficiente para producir una luminosidad perceptible, tampoco le son las bajas alturas, debido a la excesiva densidad del aire, ambiente en que la energía cinética de los electrones invasores se gasta rápidamente.

La luminancia de las auroras polares es muy variable. A menudo es comparable a la de las nubes iluminadas por la luna llena, pero algunas ocasiones puede ser mucho mayor.

Las auroras polares son, en la mayoría de los casos, blancas con un tinte verdoso o amarillo verdoso; algunas veces pueden ser amarillo verdoso en toda su extensión, excepto en franjas inferiores rojas.

Las líneas de fuerza magnética que atraen los electrones y la densidad del aire dan forma a las auroras. Estas tienen aspecto de rayos cuando prevalece la influencia de las líneas de fuerza, y cuando éstas se desplazan por la rotación de la tierra y su giro alrededor del sol; parecen grandes colgaduras, movidas a través del espacio. Si al contrario, prevalece el efecto de la densidad del aire, las auroras aparecen como grandes arcos suspendidos en el aire a igual altura del suelo.

Los colores de las auroras están determinados por la composición de la atmósfera. Son suaves en la altura, pero se intensifican al aproximarse a tierra. El análisis espectral ha demostrado que el tinte verdoso de la gran mayoría de las auroras boreales proviene de la excitación de moléculas de nitrógeno. Por lo general, las auroras altas tienen un tinte azul violáceo, las de mediana altura, su tinte es verdoso y a baja altura, el tinte es rojizo.

El hombre y el rayo

El cuerpo humano es un buen conductor de la electricidad; por su verticalidad pasan las descargas eléctricas, razón por la cual para prevenir descargas es aconsejable:

1. Permanecer en habitaciones cerradas durante la tormenta
2. Quitarse de encima todo objeto metálico
3. Alejarse de los buenos conductores
4. Calzar zapatos con suela de goma

En el campo:

5. evitar las alturas
6. no guarnecerse debajo de los árboles
7. preferir los bajos del terreno
8. tumbarse en el suelo
9. no llevar encima objeto metálico alguno
10. permanecer en el automóvil, autobús, etc.

10.5 Eolometeoro

Es un fenómeno atmosférico en donde interviene directamente el viento.

Tornado, tromba marina y turbonada

La clave del tiempo presente abarca también los siguientes fenómenos:

i) Tornado
ii) Tromba marina
iii) Turbonada

Debido a la turbulencia del viento en superficie, es raro que la veleta permanezca en una dirección fija, por el contrario, va y viene constantemente entre ciertos límites. La turbulencia tiene un efecto idéntico con la velocidad del viento; las ráfagas y las calmas se suceden.

Para los reportes sinópticos, la velocidad del viento se determina tomando la media de las velocidades de las ráfagas y de las calmas durante los diez minutos que preceden a la observación.

El término "viento racheado" sólo debe emplearse cuando la diferencia entre la racha y la velocidad media del viento sea superior a 10 nudos.

No hay que confundir la ráfaga con la turbonada. Las ráfagas son variaciones relativamente bruscas de la fuerza del viento en la proximidad de la superficie de la tierra y es debido a la turbulencia, mientras que las turbonadas son vientos fuertes que se producen bruscamente durante algunos minutos y disminuyen con relativa rapidez. De una manera más precisa, la turbonada se define como el aumento repentino de la velocidad del viento de por lo menos 16 nudos, alcanzando la velocidad de 32 nudos o más, y manteniéndose por lo menos un minuto.

Es importante anotar detalles complementarios a los previstos en la clave del tiempo presente. Deben inscribirse en el cuaderno de observaciones, principalmente los datos relativos a la hora exacta en que se produjo el fenómeno, a su duración y a los daños que produjo.

Estas indicaciones complementarias deben anotarse en las columnas del "tiempo presente" y del "tiempo pasado" del cuaderno de observaciones.

La tromba consiste en un torbellino intenso, generado por una columna nubosa o un cono nuboso invertido en forma de embudo, que sobresale de la base de un Cumulonimbus, y por un "arbusto" compuesto de gotas de agua elevadas desde la superficie del mar o por el polvo, arena o residuos diversos elevados desde el suelo.

El eje de la nube embudo es vertical, inclinado, a veces sinuoso. No pocas veces el embudo está unido al arbusto.

El aire en el torbellino de viento rota rápidamente, muy a menudo en sentido ciclónico. También se puede observaran movimiento rotatorio rápido fuera del embudo y en el "arbusto". Más alejado del torbellino el aire está más en calma.

El diámetro de la columna nubosa, que esta normalmente en el orden de los 10 metros puede en ciertas regiones alcanzar ocasionalmente algunos cientos de metros.

A veces se pueden observar varias trombas conectadas con una sola nube.

Las trombas pueden ser muy destructivas en América del Norte, donde se les denomina tornados, y pueden seguir una trayectoria de devastación de hasta 5 kilómetros (3 millas) de ancho y varios cientos de kilómetros de largo. Ocasionalmente se observan trombas débiles debajo de nubes Cumulus.

Los remolinos, trombas al igual que los tornados y los ciclones, tienen en común un movimiento

rotatorio, ciclonal, alrededor de un eje vertical. Los mencionados son perturbaciones, siendo la primera la perturbación más pequeña que suele formarse sobre tierra seca en las horas de mucho calor. Sobre las pendientes y la arena el aire se calienta fuertemente y se dilata y cuando su densidad llega a ser inferior a la del aire encimado, se produce un vuelco por lo que el aire pesado cae al suelo y desaloja al liviano. El aire denso se acerca de este modo, sólo en trayectorias espirales al centro de la formación, sin alcanzarla.

El remolino parece en consecuencia un delgado cono de aire en rápido movimiento giratorio dentro del seno de las corrientes aéreas existentes, elevando tierra, arena y resaca del suelo. Los citados remolinos pueden girar ciclónicamente como anticiclónicamente, porque en ellos existe la influencia de la fuerza centrífuga que supera a la del giro de la tierra. Los remolinos se extinguen cuando legan a un lugar carente de aire fuertemente calentado de que nutrirse y cuando el rozamiento con la superficie ha gastado toda su energía cinética.

Tromba: La principal diferencia entre las marismas y las trombas es que la cuna de formación de éstas se encuentra en la altura de las nubes Cu y Cb, por lo que crece de arriba hacia abajo, extendiéndose cada vez más y más hasta alcanzar el suelo, levantando del mismo modo una cantidad de polvo, arena y resaca. Presenta el aspecto de una trompa de elefante. Su diámetro suele ser de varios kilómetros, su velocidad de rotación de 50 a 100 m/s, mientras que su velocidad de traslación es igual a la velocidad de las corrientes aéreas en cuyo seno se encuentra, oscilando entre 5 y 15 m/s.

La trayectoria que recorre alcanza por esta razón una extensión de salida 8 a 10 km. En el interior de la tromba parece reinar una presión atmosférica pequeña. Hacia este lugar convergen las corrientes aéreas, arrastrando consigo tierra y arena si se ha formado sobre los continentes y pulverizando agua si se ha formado sobre los mares.

10.6 Fotometeoro

Los fotometeoros son fenómenos luminosos engendrados por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz solar o lunar.

Los fotometeoros pueden ser observados:

- En la atmósfera clara (espejismo, vibración, centelleo, rayo verde y tintes crepusculares)
- En la superficie o en el seno de las nubes (fenómenos de halo, corona, irisaciones y corona de Ulloa)
- En la superficie o en el seno de algunos hidrometeoros o litometeoros (corona de Ulloa, arco iris, arco iris blanco, anillo de Bishop y rayos crepusculares)

Los observadores deben anotar con cuidado los fenómenos ópticos que se producen. En algunos casos, la descripción detallada escrita se debe complementar con esquemas y, si es posible, con fotografías.

La definición y descripción de los diferentes tipos de fotometeoros figuran en el volumen I del Atlas Internacional de Nubes y pueden resumirse como sigue:

I) Fenómenos de halo

Constituyen un grupo de fenómenos ópticos que tienen la forma de anillos, arcos, columnas o de focos luminosos engendrados por la refacción o la reflexión de la luz a través de cristales de hielo en suspensión en la atmósfera (nubes cirroformes, niebla helada, etc.). Cuando se presentan por la refracción de la luz solar, pueden presentar algunas coloraciones, mientras que son blancos cuando están engendrados por la iluminación de la luna. El fenómeno de halo más conocido es el anillo luminoso que se ve alrededor del sol o de la luna.

Cuando se encuentra flotando en el aire una gran cantidad de cristales de nieve formando una nube cirrus apenas perceptible alrededor del sol y la luna, se engendra un sistema de anillos luminosos o halos. Algunos de ellos son blancos cuando se originan por la reflexión de los rayos de luz, y cuando se originan por refracción, presentan los colores del arcoiris.

El halo es frecuente en las regiones polares, y también en las regiones templadas en invierno. Debido al excesivo brillo del sol, los anillos lunares parecen ser más frecuentes que los solares.

De los dos anillos alrededor del sol, uno llamado interior tiene un radio de 22°, y el mayor, exterior tiene un radio de unos 46°. Ambos son producto de la refracción de los rayos de luz en los cristales dispersados en el espacio y por esto mismo de forma invariable con los colores del arcoiris, del cual el rojo es menos refractado y se encuentra del lado del astro; el azul es más refractado, más alejado del mismo. El anillo interior se forma por refracción en dos caras laterales de los cristales que se encuentran sobre la superficie de un cono que tiene por vértice el ojo del observador y por eje la visual dirigida al astro. En cuanto al anillo exterior, es originado por refracción en una base y en una cara lateral de los cristales que se encuentran sobre la superficie de otro cono más abierto.

II) Auroras y corona

Con relativa frecuencia se ve al sol o a la luna en el centro de un círculo luminoso, de color amarillento o azul pálido, de unos 2° de radio, bordeado de una cinta pardo rojiza, llamado aureola. Cuando a veces ésta se encuentra rodeada por dos o tres cintas pálidas, de los colores del arco iris, en los que siempre el rojo ocupa el lado exterior, se llama corona.

Estos dos fenómenos se forman por difracción de los rayos de luz entre las gotitas de agua y cristales de nieve, siempre que su distribución en el espacio sea uniforme, es decir, que constituyan una masa homogénea, no muy espesa ni demasiado tenue, de manera que la luz difractada se perciba. Los anillos de los fenómenos citados, son de todos los colores, de intensidad decreciente con el distanciamiento desde el centro pero siempre con el color rojo en su parte externa.

Las auroras y coronas se distinguen de un halo de la forma siguiente:

a) Por la sucesión de colores que es inversa
El tinte rojo de la corona aparece en la parte exterior de la primera serie de anillos; el anillo rojo negruzco de la aureola está rodeado por el anillo violeta, azul, etcétera de la serie siguiente. El anillo más próximo al astro es rojo y está rodeado de los anillos naranja, amarillo, verde, etc.

b) Por el tamaño
En general, las coronas son más pequeñas que los halos y sus radios son variables.

III) Irisaciones

Las irisaciones son los colores observados en las nubes, entremezclados o con aspecto de bandas sensiblemente paralelas a los contornos de las nubes. Los colores predominantes son el verde y el rosa, a menudo con matices con tonos "pastel". Los diferentes colores no se presentan en forma de círculos concéntricos alrededor del sol, sino en forma de bandas. Algunas veces sucede que estas irisaciones se observan hasta distancias angulares que pasan 40 grados a partir del sol.

En ciertas oportunidades es posible observar nubes muy altas que ostentan una serie de anillos elípticos con colores de arco iris parecidos a los que presentan las madres perlas, llamadas nubes iridiscentes.

También este colorido proviene igual que el de las coronas de la difracción de los rayos solares en las gotitas que forman la nube, con la diferencia de que no es homogéneo porque está compuesto de gotitas de tamaño mayor en el interior de los bordes de la nube. Esta desigual distribución es la causa del aumento del radio de los anillos de difracción, asimismo de la deformación de estos.

IV) Círculo de Ulloa o glorias

Los círculos de Ulloa o glorias están constituidos por una o varias series de anillos coloreados, vistos por el observador alrededor de su propia sombra:

i) En nubes constituidas principalmente por numerosas gotitas de agua
ii) En la niebla
iii) En el rocío (aunque muy raramente)

La aparición de anillos de colores se debe a la difracción de la luz. Los anillos están dispuestos en la misma forma que en las coronas.

Los observadores aeronáuticos observan, a menudo glorias alrededor de la sombra de su propia aeronave.

Encontrándose el observador por encima de las nubes y el sol más bien bajo, se perciben alrededor de

la sombra agrandada de la cabeza del mismo, proyectados sobre la nube, varios anillos con los colores del arco iris, de gran intensidad y belleza. En todos estos, la cinta roja se encuentra en el exterior, o sea alejado del punto solar. El fenómeno se denomina por lo común glorias y también Círculos de Ulloa en honor del capitán español Antonio de Ulloa quien en compañía de los sabios franceses Bougner y Condamine, con motivo de la medición de un arco de meridiano en el Perú, en el cerro Pambamarca de la altiplanicie de Paramá, una mañana del año 1736, en el momento de salir el sol, cada uno de los mencionados veía su propia sombra pero no la de los demás, envuelta en tres arco iris que se tocaban y que estaban rodeados por un anillo exterior blancuzco de un radio de 67°. A medida que el sol se elevaba y disminuía el tamaño de las gotitas, lo círculos se agrandaban y los colores palidecían, hasta que por ultimo la visión desapareció por completo.

V) Arcoiris

El arco iris está constituido por grupos de arcos concéntricos cuyos colores van del violeta al rojo, engendrados por la luz solar o lunar sobre una "pantalla" de gotas de agua en la atmósfera (gotas de lluvia, gotitas de llovizna o de niebla).

Este fenómeno se debe a la refracción y a la reflexión de la luz. Cuando se trata de la luz solar, los colores del arco iris, son bastante vivos; en el caso de la luz lunar sus colores son mucho más atenuados, incluso algunas veces inexistentes.

El arco iris se forma después de una lluvia y mientras hay gotitas de agua suspendidas en el espacio, se percibe en dirección opuesta al sol, uno o dos arcos luminosos compuestos por los colores del espectro solar. El centro de los arcos se encuentra en el Punto antisolar, donde la recta que sale del Sol y pasa por el lugar de observación corta la bóveda celeste. El radio del arco interior es de 42° y el del exterior de 51°.

Cuando hay un solo arco, el rojo, el radio es de 42° y el color violeta ocupa el interior del arco y el rojo el exterior; cuando hay dos arcos, el radio es de 51° y los colores anteriores se invierten, esto es, el violeta está en el exterior y el rojo en el interior.

En la coloración de los arco iris influye mucho el tamaño de las gotitas de agua que los producen. Cuando estas son pequeñas, caso de las neblinas, los arco iris son blancuzcos con una cinta roja en el exterior. La composición de la luz ejerce influencia, por ejemplo antes de la puesta del sol, cuando todos los colores, excepto el rojo, han sido dispersados, el color dominante en el arco iris es el rojo.

En lo relativo a los valores de los radios, estos se determinan cuando el observador tira una visual al pie al final de los arcos y luego, dirige su visual al borde inferior del arco, esto da el valor del radio y si dirige su visual a otro arco, el radio será diferente. Frecuentemente dentro del arco principal, o sea el arco interior se observan arcos secundarios, llamados arcos de interferencia en un máximo de seis y con colores variables.

Es un conjunto de arcos coloreados, ordenados del violeta al rojo, producidos por los rayos del sol o de la luna que han padecido reflexiones y refracciones en las gotas de lluvia o en las gotitas de niebla o de neblina.

Los Arco iris pueden estar bordeados por otros arcos rectos y coloreados (verde, violeta, naranja) producidos por fenómenos de interferencia.

VI) Anillo de Bishop

Son anillos blanquecinos centrados en el sol o en la luna que, presentan unos ligeros tintes azulados en el interior y marrón rojizo en el exterior.

Este fenómeno se presenta por la difracción de la luz que atraviesa nubes de polvo muy fino o de origen volcánico. Estos polvos volcánicos se encuentran habitualmente en la alta atmósfera.

Análogos efectos que las gotitas de agua y los cristales de hielo que se comentan de las aureolas y coronas, ejerce el polvillo volcánico arrojado a las altas capas de la atmósfera por las potentes erupciones como las de Krakatoa (1883) y la del Mt. Pelé en 1902. Si el diámetro del polvillo es de sólo 1 μ, el anillo formado es llamado Anillo de Bishop, es de un radio de 10° de ancho y un radio de 22°. El Krakatoa es una isla volcánica de Indonesia. Pelé, volcán de las antillas francesas, en la isla de Martinico. Su erupción del 8 de mayo 1902 destruyó la población de San Pedro.

VII) Espejismo

Los espejismos son fenómenos ópticos que consisten esencialmente en la percepción de los objetos alejados en forma de imágenes inestables o vacilantes. Estas imágenes pueden ser sencillas o múltiples, directas o invertidas, aumentadas o disminuidas en el sentido vertical.

Es producido por las anomalías en las densidades de las capas aéreas. En los desiertos debido a la fuerte irradiación nocturna, aire más frío y denso suele cubrir el suelo en las primeras horas de la mañana, y a la inversa, en las horas de mayor calor es aire muy caliente y ralo debido al reducido calor específico de la arena y la roca. O sea, las anomalías originan reflexión de los rayos de luz, causando espejismos. Lo expuesto, también se presenta en los mares. Frecuentemente si el agua es 10° más fría o más caliente que el aire que se desliza sobre la misma, en el primer caso la capa aérea en contacto con ella se enfría en el segundo, se calienta. Entonces en estos casos se producen grandes diferencias en las densidades de las capas áreas superpuestas.

Por consiguiente un rayo de luz que penetre en tal ambiente se encorva rápidamente, transformándose pronto en rasante respecto a estas capas.

De un objeto salen rayos en todas direcciones. Muchos de ellos llegan al ojo del observador y si estos han sido reflejados en las capas aéreas, además de la imagen normal, el observador percibe una imagen invertida: Cuando el aire que cubre el suelo es frio y denso, encima de la imagen directa, y cuando el aire es caliente y ralo, debajo de la misma. En casos excepcionales, este fenómeno se repite, distinguiéndose dos imágenes superpuestas. La segunda imagen es siempre de la posición normal.

Los objetos que se perciben en los espejismos aparecen algunas veces más altos o más bajos con respecto al horizonte de lo que están realmente; esta desviación de la dirección real del objeto puede alcanzar hasta 10 grados. Durante los espejismos es posible ver objetos situados detrás del horizonte u ocultos por las montañas. Por el contrario, objetos que serían visibles en circunstancias normales pueden desaparecer cuando el espejismo se manifiesta.

Los espejismos se presentan por la curvatura de los rayos luminosos que atraviesan capas de aire de diferentes densidades. El índice de refracción de estas capas de aire varía de gran manera con la altitud. Por esta razón, los espejismos se observan principalmente cuando la temperatura de la superficie de la tierra difiere notablemente de la temperatura de las bajas capas de la atmósfera.

Se distinguen dos tipos de espejismo:

a) El espejismo inferior que se manifiesta sobre superficies de agua, suelos, playas, carreteras, etc.
b) El espejismo superior que se observa sobre campos de nieve, mares fríos, etc.

VIII) Vibración

La vibración es la agitación aparente de los objetos en la superficie de la tierra cuando son vistos en una dirección sensiblemente horizontal.

Este fenómeno se manifiesta principalmente sobre la tierra cuando el sol brilla con esplendor. Las vibraciones son provocadas por las fluctuaciones de corto período del índice de refracción de las capas muy bajas de la atmósfera.

La vibración puede reducir sensiblemente la visibilidad.

IX) Centelleo

El centelleo consiste en variaciones rápidas del brillo de las estrellas o de las luces terrestres que tienen a menudo el carácter de pulsación.

El brillo aparente, el color y la posición de las estrellas sufren variaciones que se presentan las fluctuaciones del índice de refracción de las diferentes partes de la atmósfera, atravesadas por los rayos luminosos. Este fenómeno es análogo al de vibración.

El centelleo es más pronunciado cuando la trayectoria recorrida por la luz a través de la atmósfera es más larga. Por esta razón, el centelleo de las estrellas es más acusado cerca del horizonte que en el cenit, y por lo mismo, el centelleo de las luces terrestres en terreno llano es también más acentuado que cuando estas luces se encuentran en la cima de una montaña.

X) Rayo verde

El rayo verde es una coloración en que domina el verde y se presenta con corta duración, a menudo en forma de destellos breves observados en el momento en que el borde superior de un astro (sol, luna o a veces algún planeta) desaparece detrás del horizonte o aparece sobre el mismo.

Observando la puesta del sol en tiempo claro y húmedo (región tropical), algunas veces se percibe en el momento de la desaparición del disco debajo del horizonte un rayo verde esmeralda. $\lambda \leq 530\ \mu$. La duración del fenómeno es breve, unas veces dura - unas décimas de segundo y otras se prolongan por espacio de varios segundos.

La aparición de este rayo se debe muy probablemente, a la ausencia de corpúsculos azul y violeta en los rayos solares, dispersados ya por las moléculas de aire y a la ausencia de corpúsculos amarillos y anaranjados, absorbidos por el vapor de agua que flota en el espacio.

XI) Colores crepusculares

Este fenómeno consiste en coloraciones diversas del cielo o de las cimas de las montañas cuando el sol sale o pone.

Los colores crepusculares se producen por la refracción, la dispersión y la absorción selectiva de los rayos solares en la atmósfera.

El tiempo comprendido entre la puesta del sol y la plena oscuridad, se denomina crepúsculo vespertino y el tiempo entre el fin de la oscuridad y la salida del sol, crepúsculo matutino.

El crepúsculo es ocasionado por la iluminación directa e indirecta de las capas aéreas elevadas. Esto último se debe a la dispersión de la luz por reflexión difusa en todas direcciones, ocasionando así la característica semiclaridad de este fenómeno.

En astronomía el tiempo que corre entre la puesta del sol y la aparición de la primera estrella se llama crepúsculo civil. El sol se encuentra en este momento a 6° bajo el horizonte. Análogamente, el tempo que pasa hasta la aparición de la última estrella visible a simple vista, se llama crepúsculo astronómico. En este instante el sol se encuentra a 18° bajo el horizonte.

El crepúsculo es un fenómeno esencialmente troposférico. Los rayos obscuros producidos por las nubes y montañas que se anteponen a los rayos solares y que por efecto de perspectiva parecen emanar del sol y convergen hacia el punto antisolar, y a través de los cuales se percibe nítidamente el ciclo azul, así lo demuestran. El crepúsculo termina, en esencia, cuando deja de ser iluminada la troposfera.

Los colores crepusculares son originados por las partículas mayores que forman este "medio turbio", llamado aerosol, o sea por las gotitas de agua, granitos de hielo, cristales de nieve y polvillo en suspensión. Todas estas partículas originan una dispersión de los corpúsculos de luz, debilitando así los rayos solares, que llegan a extinguirse. La intensidad y variedad de los colores producidos crece en la humedad del aire. Por esta razón, el crepúsculo vespertino es por lo general más brillante que el matutino, observándose colores más vivos en el verano que en el invierno. Igualmente son mucho más llamativos en la región tropical que en las polares. Las grandes erupciones volcánicas con la cantidad de polvillo que arrojan a las capas atmosféricas, acentúan considerablemente los colores, produciendo a la vez fenómenos ópticos particulares.

Colores del sol.- La atmósfera se compone de varias clases de corpúsculos, más propiamente la luz.

A cada clase se le puede atribuir un cierto color y un determinado tamaño y peso, y naturalmente, la capacidad de afectar el espacio que atraviesa produciendo en las mismas vibraciones de determinada longitud. Los corpúsculos ultravioleta son pequeños y livianos, los infrarrojos, grandes y pesados. Siendo la longitud de onda de los ultravioleta o infrarrojos, pequeña y grande, respectivamente, no impresionan la retina.

La dispersión de los corpúsculos, determina los colores del sol. Así, mientras éste se encuentra alto, la masa aérea que atraviesa los rayos solares es pequeña y en consecuencia la dispersión carece de importancia. En nuestros ojos penetran corpúsculos de todos los colores por lo cual vemos el disco solar blanco, brillante, pero con la declinación de su altura, crece la masa aérea que atraviesa, y por consiguiente la dispersión

de los corpúsculos, de los cuales, en su orden, se dispersan los azules, luego los verdes, después los amarillos y finamente los anaranjados. En la misma forma cambia de color el disco solar. El color blanco brillante pierde primero en intensidad, luego adquiere su tono amarillento grisáceo, que más adelante se trasforma en anaranjado y por ultimo en rojo.

El color en que vemos el disco solar, es pues, el color resultante de la mezcla de los corpúsculos que todavía forman el rayo de luz que penetra en nuestros ojos.

La dispersión de los corpúsculos de la luz adquiere su mayor intensidad en la salida y puesta del sol, o sea cuando los rayos solares son rasantes con el suelo y por consiguiente la masa que atraviesan es máxima. En este caso, el efecto dispersante de las moléculas del aire es reforzado por las partículas sólidas y líquidas que flotan en el aire. Cuanto más turbio es el aire y mayor su grado de humedad, más acentuados son los colores del sol.

Para una descripción más precisa de los fenómenos esbozados, es necesario tener en cuenta las dimensiones de las partículas que producen la dispersión de los corpúsculos de luz. Mientras estos son menores que las longitudes de onda de luz, el caso de las moléculas de aire, la dispersión se efectúa en todas direcciones, por lo cual se le denomina reflexión difusa. Pero cuando se trata de partículas ya más grandes, como son cristales de nieve, granitos de hielo, gotitas de agua o polvillo volcánico, los fenómenos se complican, porque además de la reflexión y refracción de los rayos de luz se produce también su difracción, originando una aureola brillante alrededor del disco solar.

Colores del cielo.- El aire no tiene color propio. La sensación de color del cielo la dan los corpúsculos de luz que penetran en la atmósfera y que dispersados en todas direcciones penetran en nuestro ojos desde todos lados.

En general, el azul del cielo es tanto más intenso cuanto más puro es el aire. Esto procede en las horas de la mañana, cuando la mayor parte del polvillo que se hallaba en el espacio se ha precipitado. Poco propicias para el mismo son las horas de mayor calor, porque el polvillo que levantan las corrientes ascendentes enturbia la atmósfera. Por lo general, en invierno, el cielo es más azul que en verano.

Luz natural.- Es rayo de luz que no choca contra partícula alguna reflectora (moléculas de aire, granillos de polvo, bruma, etc.) y cuyas vibraciones se efectúan en todas direcciones, pero cuando chocan se reflejan, en direcciones perpendiculares y oblicuas al plano reflector y se extinguen, quedando solamente las vibraciones paralelas al mismo plano. La luz de las vibraciones del éter se efectúan en una sola derección y se llama asi en honor a su descubridor. Luz de Aragó o luz polarizada constituye la mayor parte de la luz del cielo o "luz difusa" que es luz reflejada. Cuando a esta polarización de Aragó se le agrega la proveniente del polvillo, bruma, gotitas de agua y cristales de hielo que flotan en el aire, así como la de las nubes, espejos de agua, bosques y montañas, se llama polarización secundaria los planos correspondientes a este tipo de luz son preponderadamente horizontales y las vibraciones verticales, ocurriendo la máxima intensidad de polarización en el horizonte y la mínima en el cenit, y una fuerte variación en el curso del día, ocurren grandes anomalías cuando por una razón cualquiera, aumenta o disminuye bruscamente la cantidad de partículas reflectoras que flotan en el aire. Resumiendo: las dos polarizaciones, primaria y secundaria (positiva y negativa), unen sus efectos, determinando así para cada parte del cielo, la intensidad o grado de polarización y condicionando la dirección de la vibración del éter. Este éter es un medio hipotético en el cual las moléculas de los gases que comprimen al aire, están dispersas molecularmente.

La importancia de la polarización de la luz en el cielo reside en su íntima relación con el estado atmosférico o climatológico.

La cantidad de partículas que intervienen en el proceso de polarización varía con la inclinación de los rayos. El grado de polarización de la luz en el cenit y su disminución es índice seguro de un próximo cambio de tiempo, el cual es el estado momentáneo de la atmósfera y cambia no sólo de un día a otro, sino también de una hora a otra, hasta de un momento a otro, si observamos sus pequeñas modificaciones.

XI. Nubes

11.1 Introducción

Una nube es un hidrometeoro consistente en partículas diminutas de agua líquida o hielo, o de ambas, suspendidas en la atmósfera. También pueden incluir partículas de agua líquida o hielo de mayores dimensiones, así como partículas líquidas no acuosas o partículas sólidas, procedentes, por ejemplo, de gases industriales, humo o polvo.

11.2 Aspecto de las nubes

El aspecto de las nubes se determina por su naturaleza, dimensiones, el número y distribución en el espacio de las partículas que las constituyen. También depende de la intensidad y del calor de la luz recibida por la nube, así como de las posiciones relativas del observador y de la fuente de luz (astro que la ilumina) con respecto a la nube.

Para describir el aspecto de las nubes, los principales factores que intervienen son la dimensión, la forma, la estructura y la disposición de la misma, así como su luminancia y su color. Estos dos últimos aspectos se tratan a continuación.

a) Luminancia

La luminancia (brillantez) de una nube está determinada por la cantidad de luz reflejada, difundida y transmitida por las partículas constitutivas de la nube. Esta luz proviene, en su mayor parte, directamente del astro que la ilumina o del cielo. También puede proceder de la superficie de la tierra, en particular cuando la luz solar o lunar es reflejada por extensiones cubiertas de nieve o de hielo.

La luminancia de una nube puede ser modificada por la presencia de calima y también por fenómenos ópticos como los halos, arco iris, coronas, glorias, etc.

Cuando entre el observador y la nube se presenta bruma puede disminuir o aumentar la luminancia de la nube, según sea su espesor y la dirección de la luz incidente. La bruma también disminuye los contrastes que revelan la forma, estructura y textura de la nube.

Durante el día la luminancia de las nubes es suficientemente intensa para poder observarlas sin dificultad. Durante la noche, las nubes son visibles cuando la superficie lunar iluminada es superior a un cuarto. En noches sin luna, las nubes son generalmente visibles, sin embargo, a veces su presencia se puede deducir del ocultamiento de las estrellas y de auroras polares.

Las nubes pueden ser visibles de noche en las regiones que tienen una iluminación artificial suficientemente intensa. Una capa nubosa iluminada de esta manera, puede constituir un fondo relativamente claro sobre el cual fragmentos de nubes situados a un nivel más bajo se destacan en la oscuridad.

Cuando una nube no es muy opaca y es iluminada desde atrás, su luminancia es máxima en la dirección del astro que lo ilumina. Decrece cuando nos alejamos de éste; cuando más delgada es la nube, más rápido será ese decrecimiento. Las nubes de un espesor óptico mayor (es el grado en el cual la nube impide que la luz pase a través de ella) muestran sólo un leve decrecimiento en su luminancia con respecto a la distancia del astro. Cuando el sol o la luna se encuentran detrás

de una nube aislada densa, ésta muestra bordes iluminados brillantemente, pudiendo verse rayas luminosas que se alternan con bandas sombreadas rodeadas de una cierta bruma.

El espesor óptico de una capa nubosa varía frecuentemente de una porción a otra de la capa, en consecuencia, el astro se puede percibir a través de una parte de la nube. Como resultado del espesor óptico variable, la luminancia de la capa nubosa, especialmente a distancias angulares cortas del sol o la luna, puede cambiar en el tiempo considerablemente debido al movimiento de la nube.

En el caso de una capa nubosa uniforme y suficientemente opaca, se puede percibir el astro cuando no está demasiado lejos del cenit, pero puede pasar completamente desapercibido si se encuentra cerca del horizonte. Las capas nubosas suficientemente opacas muestran a veces una luminancia máxima en el cenit, cuando el sol o la luna se encuentran cerca del horizonte.

La luz, reflejada por una nube en dirección al observador es máxima cuando la nube está enfrentada al astro. La luminancia es mayor, cuando mayor es la densidad de la nube y su espesor en la línea de la visual. Cuando es suficientemente densa y profunda, la nube revela sombreados grises mostrando un relieve más o menos claro.

Existen diferencias apreciables en la luminancia entre nubes compuestas de gotitas de agua y nubes compuestas de cristales de hielo. Las nubes de cristales de hielo son generalmente más transparentes que aquellas formadas por gotitas de agua, debido a su menor espesor y al mayor espaciamiento entre los cristales de hielo. Sin embargo, ciertas nubes de cristales de hielo tienen alta concentración de partículas de hielo. Cuando estas nubes son iluminadas desde atrás muestran un sombreado notable (contraste en la luminancia o variaciones de color). No obstante, la luz reflejada en ellas las presenta de un blanco brillante.

b) Color

La difusión de la luz por las nubes es sensiblemente independiente de su longitud de onda, sin embargo, el color de las mismas depende principalmente de la longitud de onda de la luz que reciben. Cuando la calima se interpone entre el observador y la nube, puede modificar su color; por ejemplo, en el caso de nubes alejadas, parecen amarillas, naranjas o rojas. Los colores de las nubes pueden igualmente ser modificados por ciertos fenómenos luminosos.

Cuando el sol está próximo al cenit, las nubes o las partes de las nubes que difunden principalmente la luz del sol son blancas o grises. Las partes que están iluminadas únicamente por el azul del cielo son grises azuladas. Cuando la iluminación que procede del sol o del cielo es muy débil, las nubes toman una coloración análoga a la de la superficie que se encuentra situada debajo de ellas. También varía el color de las nubes con su altura y su posición relativa respecto al observador y al sol.

Cuando el sol se pone en el horizonte, su color puede variar desde el amarillo al naranja o al rojo; el cielo en la vecindad del sol y las nubes muestran una coloración similar. Sin embargo, los colores de las nubes pueden ser influenciados todavía por el azul del cielo y el color de la superficie subyacente. Además, los colores de las nubes varían con la altura de la nube y su posición relativa con respecto al observador y al sol.

Cuando el sol está próximo al horizonte las nubes altas pueden aparecer todavía casi blancas, mientras las nubes bajas exhiben una coloración naranja o roja. Estas diferencias en el color dan una idea de las altitudes relativas de las nubes. El observador deberá tener en cuenta el hecho de que las nubes a un mismo nivel aparecen menos rojas cuando se miran en dirección hacia el sol, que cuando se mira en dirección contraria, alejando la visual del mismo.

Cuando el sol está justo en el horizonte o por encima de éste, puede enrojecer la superficie inferior de la nube; si está superficie está arrugada, su coloración se distribuye en bandas alternativamente más iluminadas (coloreadas de amarillo o rojizo) y más oscuras (otras coloraciones), lo cual produce un relieve más evidente.

Cuando el sol se encuentra justo por debajo del horizonte, las nubes más bajas, en la sombra que provoca la tierra, se presentan grises; las nubes de niveles medios se colorean de tonos rosados, y las muy altas pueden presentarse como blanquecinas.

Por la noche, la luminancia de las nubes es generalmente bastante débil para poder distinguir su color; todas las nubes visibles parecen grises o negras, a excepción de las que están iluminadas por la luna, que representan un aspecto blanquecino. Sin embargo, iluminaciones particulares (incendios, iluminación de las grandes ciudades) pueden dar a veces coloraciones a algunas nubes.

11.3 Elementos percibidos en el transcurso de una observación de nubes

Si las observaciones de nubes son completas, precisas y exactas, suministran gran cantidad de información sobre la estructura de la atmósfera; además permiten disponer de indicaciones que facilitan la predicción de la evolución del tiempo.

Antes de emprender el estudio de las diversas partes de una observación de nubes, que se exponen a continuación.

Las observaciones de las nubes se dividen en cinco partes:

a) Estimación de la nubosidad
b) Identificación de las formas de las nubes presentes en el cielo
c) Medida o estimación de la altura de la base de las nubes
d) Determinación de la dirección de donde vienen las nubes
e) Medida de la velocidad de las nubes

A continuación se examinan sucesivamente cada una de estas fases.

11.3.1 Nubosidad

La unidad de medida de la nubosidad se llama octa, que corresponde a la octava parte de la bóveda celeste.

La escala utilizada para cifrar la nubosidad es la indicada en la clave meteorológica internacional FM 12-XI SYNOP, en donde en el grupo Nddff, "N" representa la nubosidad que se cifra de acuerdo a la Tabla 2 700 que se describe a continuación:

Cifra de la clave nubosidad

Clave	Cantidad de cielo cubierto	Símbolo
0	No hay nubes.	○
1	1 octa o menos pero no sin nubes (1/8 de cielo cubierto).	◴
2	2 octas (2/8 de cielo cubierto).	◔
3	3 octas (3/8 de cielo cubierto).	◑
4	4 octas (4/8 de cielo cubierto).	◑
5	5 octas (5/8 de cielo cubierto).	◕
6	6 octas (6/8 de cielo cubierto).	◕
7	7 octas o más, pero cielo no enteramente cubierto (7/8 de cielo cubierto).	●
8	8 octas (cielo enteramente cubierto).	●
9	Cielo oculto (por ejemplo por niebla o imposibilidad de estimar la cantidad de nubes debido a la oscuridad).	⊗
/	No se ha efectuado ninguna observación	⊖

La nubosidad se cifra **0** solamente en el caso en que el cielo se encuentre absolutamente sin nubes, sin rastro alguno de nube. La cifra **8** de la clave se utiliza sólo cuando el cielo está completamente cubierto, es decir, sin claros ni discontinuidad de clase alguna y se cifra **9** cuando se encuentra cubierto por niebla, lluvia, humo, etc. que imposibiliten la observación a lo largo de la vertical.

Los vestigios "trazos" de nubes deben cifrarse con la cifra **1** de la clave, que se utiliza para las cantidades que van hasta 1/8 (pero inferiores a 3/16).

Los casos en que el cielo está "cubierto con claros" deben cifrarse con la cifra **7**; significa que los 7/8 al menos están cubiertos (es decir, que la nubosidad debe ser superior a 13/16).

La nubosidad debe estimarse suponiendo que las nubes observadas constituyen una sola capa, sin discontinuidad. Para hacer esta estimación, es aconsejable dividir el cielo en cuatro partes iguales, imaginando el trazo de dos ejes perpendiculares.

Se calcula primero la nubosidad de cada cuarto de círculo así dividido, luego se suman las cantidades obtenidas.

También es necesario evaluar la cantidad de nubes de forma o género especificado, por ejemplo, las nubes bajas. En este caso, la parte del cielo que en el momento de la observación se ve con nubes de forma y género diferente, debe ser considerado como si se tratase del cielo despejado.

En el caso en que el sol o las estrellas puedan verse a través de la niebla, el polvo, el humo, etc., y en el que no se ve traza alguna de nube, se utiliza la cifra 0 de la clave. Si las nubes se observan a través de la niebla y de otros fenómenos, la nubosidad debe calcularse en la medida en que las circunstancias lo permitan.

11.3.2 Formas de las nubes

La identificación de las nubes no es problema fácil, hay una transición progresiva entre los diferentes géneros de las mismas. El mejor medio para efectuar observaciones precisas de nubes consiste en vigilar su evolución de una manera tan minuciosa y continua como sea posible. No es suficiente con proceder simplemente a un rápido examen del cielo en el momento de la observación.

Cuando se estudian las diferentes formas de las nubes, es necesario referirse continuamente a las fotografías disponibles. Cuando se trata de identificar las nubes que se ven en el cielo, es necesario en caso de duda, consultar las definiciones apropiadas y examinar las correspondientes fotografías.

Clasificación de las nubes

Las nubes están en constante evolución y se presentan, por lo tanto, bajo una infinita variedad de formas. Es posible sin embargo un número limitado de formas características que se pueden observar frecuentemente en todas partes del globo y que permiten clasificar las nubes en diferentes grupos.

La clasificación de las formas características que se han establecido comprende una subdivisión en géneros, especies y variedades.

1) Géneros

La clasificación de las nubes está basada esencialmente en la existencia de diez grupos principalmente, llamados géneros. Estos grupos, que se excluyen mutuamente, son los siguientes:

a) Cirrus
b) Cirrocumulus
c) Cirrostratus
d) Altocumulus
e) Altostratus
f) Nimbostratus
g) Stratocumulus
h) Stratus
i) Cumulus
j) Cumulonimbus

Sus definiciones se deben estudiar acompañadas de las fotografías, o con los clichés que representan las nubes características de cada género.

2) Especies

La mayor parte de los géneros comprenden una subdivisión en especie. Esta subdivisión se basa en la forma de las nubes o en su estructura interna. Una nube observada en el cielo perteneciente a un género determinado no puede ser clasificada más que en una sola especie, lo que significa que las especies se excluyen mutuamente. Por el contrario, hay especies que pueden pertenecer a varios géneros.

Existen 14 especies que se definen en los párrafos siguientes (ver pag. 181).

a) Fibratus
b) Castellatus
c) Spissatus
d) Castellanus
e) Flocus
f) Stratiformis
g) Nebulosus
h) Lenticularis
i) Fractus
j) Humilis
k) Mediocris
l) Congestus
m) Calvus
n) Capillatus

3) Variedades

Las nubes pueden presentar características especiales que determinen su variedad como son:

a) Disposiciones de los elementos microscópicos de las nubes (los elementos microscópicos son los elementos visibles a simple vista)
b) Transparencia de las nubes

Una variedad de nubes determinada puede aparecer en varios géneros. Mientras que una misma puede reunir las características de diversas variedades. En tal caso el nombre debe reunir todas las clasificaciones apropiadas de las variedades observadas.

Generos	Especies	Variedades	Rasgos suplementarios y nubes accesorias	Nubes madres	
				Gentus	Matatus
Cirrus (Ci)	Fibratus (fib) Uncinus (unc) Spissatus (spi) Castellanus (cas) Floccus (flo)	Intortus (in) Radiatus (ra) Vertebratus (ve) Duplicatus (du)	Mamma (mam)	Cirrocumulus(ccgen) Altocumulus (acgen) Cumulonimbus(cbgen)	Cirrostratus (csmut)
Cirrocumulus (Cc)	Stratiformis (str) Lenticularis (len) Castellanus (cas) Floccus (flo)	Undulatus (un) Locumosus (la)	Virga (vir) Mamma (mam)		Cirrus (cimut) cirrostratus (csmut) Altocumulus (acmut)
Cirrostratus (Cs)	Fibratus (fib) Nebulosus (neb)	Duplicatus (du) Undulatus (un)		Cirrocumulus(ccgen) Cumulonimbus(cbgen)	Cirrus (cimut) Cirrocumulus (ccmut) Altostratus (asmut)
Altocumulus (Ac)	Stratiformis (str) Lenticularis (len) Castellanus (cas) Flocus (flo)	Translucidus (tr) Perlucidus (pe) Opacus (op) Duplicatus (du) Undulatus (un) Lacumosus (la)	Virga (vir) Mamma (mam)	Cumulus (cugen) Cumulonimbus(cbgen)	Cirrocumulus (ccmut) Altostratus (asmut) Nimbostratus (nsmut) Stratocumulus(scmut)
Altostratus (As)		Translucidus (tr) Opacus (op) Duplicatus (du) Undulatus (un) Radiatus (ra)	Virga (vir) Praecipitatio (pra) Pannus (pan) Mamma (mam)	Altocumulus (acgen) Cumulonimbus(cbgen)	Cirrostratus (csmut) Nimbostratus(nsmut)
Nimbostratus (Ns)			Praecipitatio (pra) Virga (vir) Pannus (pan)	Cumulus (cugen) Cumulonimbus(cbgen)	Altocumulus (acmut) Altostratus (asmut) Stratocumulus (scmut)

Generos	Especies	Variedades	Rasgos suplementarios y nubes accesorias	Nubes madres	
				Gentus	Matatus
Stratocumulus (Sc)	Stratiformis (str) Lenticularis(len) Castellanus (cas)	Translucidus (tr) Perlucidus(pe) Opacus (op) Duplicatus (du) Undulatus (un) Radiatus (ra) Lacunosus (la)	Mamma (mam) Virga (vir) Praecipitatio (pra)	Altostratus (asgen) Nimbostratus (nsgen) Cumulus (cugen) Cumulonimbus (cbgen)	Altocumulus (acmut) Nimbostratus (nsmut) Stratus (stmut)
Stratus (St)	Nubulosus (neb) Fractus (fra)	Opacus (op) Translucidus (tr)	Praecipitatio (pra)	Nimbostratus (nsgen) Cumulus (cugen) Cumulonimbus (cbgen)	Stratocumulus (scmut)
Cumulus (Cu)	Humilis (hum) Mediocris (med) Congestus (con) Fractus (fra)	Radiatus (ra)	Pileus (pil) Velum (vel) Virga (vir) Praecipitatio (pra) Arcus (arc) Pannus(pan) Tuba (tub)	Altocumulus (acgen) Stratuscumulus(scgen)	Stratocumulus (scmut) Stratus (stmut)
Cumulunimbus(Cb)	Calvus (cal) Capillatus (cap)		Praecipitatio (pra) Virga (vir) Pannus(pan) Incus (inc) Mamma (mam) Pileus (pil) Velum (vel) Arcus (arc) Tuba (tub)	Altocumulus (acgen) Altostratus (asgen) Nimbostratus (nsgen) Stratocumulus(scgen) Cumulus (cugen)	Cumulus (cumut)

Nota: Las abreviaturas de las nubes se encuentran entre paréntesis después del nombre

Definiciones de géneros

(1) Cirrus

Nubes separadas en forma de filamentos blancos y delicados o de bancos o de franjas del todo o en su mayor parte. Totalmente blancas o en su mayor parte estas nubes tienen un aspecto fibroso (de cabellos) o un brillo sedoso, o ambas cosas.

Están compuestas de cristales de hielo; cuando están en bancos, su espesor puede ser suficiente para ocultar el sol. Siempre son de color blanco cuando el sol está suficientemente alto en el cielo.

Diferencias con otras nubes

Ci y Cc - Los Cirrus (Ci) tienen esencialmente un aspecto fibroso y sedoso. No contienen pequeños elementos como otras nubes en forma de gránulos ni ondas, etc.

Ci y Cs – los Cirrus (Ci) tienen una estructura discontinua. Si se presentan en bancos o en bandas, tienen una extensión horizontal menor o partes continuas estrechas.

La distinción entre Ci y Cs a menudo es difícil de hacer cuando estas nubes están situadas próximas al horizonte.

Ci y Ac - Los Cirrus (Ci) son más sedosos o fibrosos.

Ci y As - Los Cirrus (Ci) tienen una extensión horizontal más pequeña y presentan en su mayor parte una apariencia blanca.

Los cirrus en copos frecuentemente se originan en aire transparente. Los Cirrus pueden también resultar

de la transformación de un Cirrostratus de dimensión vertical no uniforme, cuyas partes más delgadas se han espesado.

(2) Cirrocumulus

Banco, manto o capa delgada de nubes blancas, sin sombras propias, compuestas de elementos muy pequeños en forma de glóbulos, de ondas, etc., soldados o no y dispuestos más o menos regularmente; la mayoría de los elementos tienen un diámetro aparente inferior a un grado.

Estas nubes están constituidas exclusivamente por cristales de hielo. Igualmente puede haber gotitas de agua muy subfundidas, pero que en general se transforman rápidamente en cristales de hielo.

Los Cirrocumulus pueden presentarse en bancos o en forma de lenteja o de almendras. En casos raros, sus elementos están constituidos por pequeños copos, cuyo espesor permite siempre ver el sol o la luna. Se suele observar una corona o irisaciones.

Diferencias con otras nubes

Cc y Sc - Véase el apartado de Cirros

Cc y Cs - Los Cirrocumulus (Cc) están subdivididos en muy pequeños elementos. Sin que su conjunto sea predominante, pueden contener parte fibrosas o sedosas.

Cc y Ac - La mayor parte de los elementos de los Cirrocumulus son más pequeños que los de los Altocumulus (diámetro aparente inferior a 1°) y no presentan sombras propias.

Los Cirrocumulus pueden formarse en aire transparente. Pueden También originarse en la transformación de Ci o de Cs o incluso en la reducción de la dimensión de los elementos constitutivos de un banco, manto o capa de Altocumulus.

3) Cirrostratus

Velo nuboso transparente y blanquecino, de aspecto fibroso (como cabellos) o liso que cubre el cielo total o parcialmente y produce generalmente fenómenos de halo.

Esta nube está constituida principalmente por cristales de hielo. Puede presentarse en forma de velo fibroso, con filamentos delgados o incluso en forma de velo de aspecto difuso. A veces sus bordes están claramente cortados, pero lo más frecuente es que estén ribeteados de Cirrus; los Cirrostratus nunca son suficientemente densos como para hacer desaparecer las sombras que los objetos proyectan sobre el suelo. En los Cirrostratus delgados se observan frecuentemente fenómenos de halo. Sucede a veces que el velo de Cirrostratus es tan tenue que el halo constituye el único índice de su presencia.

Diferencias con otras nubes

Cs y Ci - Véase el apartado de Cirrus.

Cs y Cc o Ac - El Cs no presenta estructuras particulares como glóbulos, ondas, etc.

Cs y As - El Cirrostratus es más delgado que el Altostratus y produce generalmente fenómenos de halo. La lentitud de su movimiento aparente.

Como la lentitud con la que varía su dimensión vertical, características ambas del Cirrostratus, constituyen un medio práctico para distinguir esta nube del Altostratus y del Stratus.

Cs y St - El Cirrostratus es blanquecino en todas sus partes y presentan un aspecto fibroso.

Cs y Calima - El Cirrostratus se distingue de la calima debido a que esta última es opalescente o de color amarillo sucio o pardusca. A menudo es difícil descubrir un Cirrostratus a través de la calima.

El Cirrostratus se forma cuando capas de aire de gran extensión se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede igualmente resultar de la fusión de Cirrus o de elementos de Cirrocumulus o también ser engendrado por el adelgazamiento de un Altostratus o por el aplastamiento del yunque de un Cumulonimbus.

4) Altocumulus

Banco, manto o capa de nubes blancas o grises, o, a la vez, blancas y grises, que tienen, generalmente, sombras propias, compuestas de losetas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto, a veces, parcialmente fibroso o difuso, soldados o no; la mayoría de los elementos pequeños dispuestos con regularidad tienen, por lo general, un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados.

Estas nubes están constituidas en su aspecto físico por gotitas de agua subfundida. Varios tipos de Alto-

cumulus se presentan a menudo en un mismo cielo a diferentes niveles y su transparencia es muy variable. En sus partes delgadas se suele observar una corona o irisaciones.

Ac y Cc - Las nubes presentan esencialmente sombras propias, están por definición entre los Ac altocumulus, incluso si sus elementos y otras nubes tienen un diámetro aparente inferior a un grado. Las nubes que no tienen sobras propias son Altocumulus si la mayor parte de sus elementos están dispuesto regularmente y tienen un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados.

Diferencias con otras nubes

Ac y As - Si hay la menor presencia de laminillas, guijarros o rodillos, etc., se trata de Altocumulus.

Ac y Sc - Si la mayor parte de sus elementos dispuestos regularmente tienen un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados, las nubes son Altocumulus.

Los Altocumulus se forman frecuentemente en las partes laterales de extensas capas de aire ascendente. También a consecuencia de la turbulencia o de la convección en el piso medio.

Puede resultar del aumento de las dimensiones o del espesor de al menos algunos elementos de una capa de Cirrocumulus o también de la transformación de un altostratus o de un nimbostratus.

Asimismo, pueden formase por el aplastamiento de las cumbres de los cumulus o cumulonimbus

5) Altostratus

Manto o capa nubosa grisácea o azulada, de aspecto estriado, fibrosa o uniforme, que cubre por entero o parcialmente el cielo y que presenta partes suficientemente delgadas para dejar ver el sol, al menos vagamente, como a través de un vidrio deslustrado. El Altostratus no da lugar a fenómenos de halo.

Esta nube está constituida por gotitas físicas y aspecto de agua y cristales de hielo. Puede contener también gotas de lluvia y copos de nieve. El Altostratus se forma frecuentemente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos.

En las regiones tropicales, el Altostratus es a veces debido al aplastamiento de la parte media o superior de un Cumulonimbus. También puede resultar del aumento de espesor de un velo de Cirrostratus o formarse a partir de una capa de Altocumulus.

Diferencias con otras nubes

As y Cs - El manto altostratus elimina las sombras proyectadas por los cuerpos entre el As sobre el suelo y otras nubes, y tiene aspecto de un vidrio deslumbrado, mientras que el Cirrostratus da lugar a fenómenos de halo.

As y Ac o Sc - El altostratus se distingue de los Altocumulus y Stratocumulus por su aspecto más uniforme.

As y Ns - El Altostratus contiene partes más delgadas que permiten ver el sol. Es también de un gris más claro y su superficie inferior es habitualmente menos uniforme como Altostratus.

Cuando, por la noche, sin luz, hay duda en cuanto a la identificación de la nube, si no cae lluvia ni nieve la nube se considera como Altostratus.

El Altostratus se origina principalmente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. También pueden resultar del aumento de espesor de un velo de Cirrostratus o del adelgazamiento de una capa Nimbostratus. A veces, se produce por la estratificación de un Cumulonimbus o se origina a partir de una capa de Altocumulus.

6) Nimbostratus

Capa nubosa gris, a menudo sombría, cuyo aspecto resulta velado por las precipitaciones más o menos continúas de lluvia o de nieve, las cuales en la mayoría de los casos llegan al suelo. El espesor de estas capas es en su extensión suficiente para ocultar completamente el sol. Existen frecuentemente, por debajo de la capa, nubes bajas desgarradas, soldadas o no con aquéllas.

Esta nube está constituida por gotitas y gotas de lluvia, por cristales y copos de nieve o por una mezcla de estas partículas líquidas y sólidas. Se forma principalmente cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede también originarse por el aumento de es-

pesor de un Altostratus o incluso en ciertos casos de la estratificación de un Cumulonimbus.

Diferencias con otras nubes

Ns y As Véase el apartado de Altostratus.

Ns y Ac o Sc - El nimbostratus no contiene elemento claramente definidos y no presenta base neta.

Ns y St El Nimbostratus da lugar a precipitaciones en forma de lluvia o nieve mientras que un Stratus no produce más que llovizna.

Ns y Cb - Cuando el observador se encuentra debajo de una nube que tiene apariencia de un Nimbostratus, pero que va acompañado de relámpagos, truenos o granizo, esta nube se identifica como Cumulonimbus.

El Nimbostratus frecuentemente se forma cuando capas de aire de gran extensión horizontal se elevan lentamente hasta niveles suficientemente altos. Puede también resultar del aumento de espesor de un Altostratus o también, pero más raramente, por el mismo proceso en una capa de Stratocumulus o Altocumulus. En ciertos casos el Nimbostratus proviene de la estratificación de un Cumulonimbus.

7) Stratocumulus

Banco, manto o capa de nubes grises o blanquecinas o a la vez grises y blanquecinas, que tienen casi siempre partes oscuras, compuestas de losas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto no fibroso (excepto virga), soldadas o no; la mayor parte de los elementos pequeños dispuestos con regularidad tienen un diámetro aparente superior a cinco grados.

Diferencias con otras nubes

Estas nubes están compuestas de gotitas de agua. Las dimensiones, el espesor y la configuración de sus elementos son muy variables y lo mismo ocurre con su transparencia.

Sc y Ac - Si la mayor parte de los elementos dispuestos regularmente tienen un diámetro aparente superior a cinco grados, se trata de Stratocumulus.

Sc y As, Ns y St - Cuando se distingue la presencia de elementos, son Stratocumulus.

Sc y Cu - Los elementos de los Stratocumulus están habitualmente en grupos o en bancos y, en general, sus cumbres están aplastadas.

En el caso en que las cumbres de los Stratocumulus tengan la forma de cúpulas, éstas, contrariamente a lo que ocurre en los Cumulus, se apoyan sobre una base común.

Los Stratocumulus resultan frecuentemente de la estratificación de Cumulus o de Cumulonimbus. También pueden originarse por debajo de la base de un Altostratus o de un Nimbostratus debido al efecto de turbulencia o de convección.

Stratocumulus pueden formarse por elevación de una capa de Stratus o por crecimiento de al menos ciertos elementos de un Altocumulus.

8) Stratus

Capa nubosa generalmente gris, con base bastante uniforme que puede originar llovizna, prismas de hielo o cinarra. Cuando el sol es visible a través de la capa, su borde se ve claramente recortado. El Stratus no da lugar a fenómenos de halo, salvo eventualmente a muy bajas temperaturas.

Cuando el sol es visible a través de esta capa, su borde se ve claramente recortado. A veces el Stratus se presenta en forma de bancos desgarrados, las precipitaciones a que puede dar lugar el Stratus se presentan en forma de llovizna, prisma de hielo o cinarra. El Stratus no da lugar a fenómenos de halo, salvo eventualmente a muy bajas temperaturas.

Esta nube está generalmente constituida por pequeñas gotitas de agua. Cuando tiene gran dimensión vertical puede contener gotitas de llovizna, primas de hielo o cinarra. A menudo forma una capa grisácea de carácter nebulosa de base poco elevada. Puede ser suficientemente delgada para que a través de esta capa se pueda distinguir claramente el contorno del sol o de la luna. Pero, en general, es demasiado opaca para que se pueda distinguir el astro que ilumina.

Diferencias con otras nubes

St y As - El stratus no oculta esencialmente el contorno del sol.

St y Ns - En general, el Stratus tiene análogas una base más claramente delimitada y más uniforme. Además tiene un aspecto "seco" que contrasta mucho con el aspecto "mojado" del Nimbostratus.

Cuando la nube observada va acompañada de precipitaciones, es fácil hacer la distinción, pues el Stratus sólo da lugar a débiles precipitaciones en forma de llovizna.

St y Sc - El Stratus no muestra índice alguno de la presencia de elementos soldados o no.

St y Cu - Los Stratus fractus son menos blancos y menos densos. Presentan además un desarrollo vertical más débil.

La capa de Stratus se forma debido al efecto de descenso de la temperatura en las capas más bajas de la atmósfera. Los Stratus fractus también pueden aparecer en forma de nubes anejas que se originan por efecto de la turbulencia manifestada en el interior de las capas de aire humedecidas por las precipitaciones que proceden de Altostratus, Cumulonimbus, Nimbostratus o Cumulus. El Stratus puede, asimismo, formarse a partir de Stratocumulus, cuando la superficie inferior de esta última baja o también cuando pierde su relieve o sus subdivisiones aparentes. Un proceso frecuente de formación de Stratus corresponde a la elevación progresiva de una capa de niebla provocada por el calentamiento de la superficie terrestre o por el aumento de la velocidad del viento.

9) Cumulus

Nubes separadas, generalmente densas y de contorno bien recortado que se desarrollan verticalmente en forma de protuberancias, de cúpulas o de torres, etc., cuya región superior protuberosa parece frecuentemente una coliflor. Las partes de estas nubes iluminadas por el sol son a menudo de una blancura brillante; su base es sensiblemente horizontal y relativamente oscura. Las Cumulus están a veces desgarradas.

Estas nubes están sobre todo compuestas por gotitas de agua. Pueden formarse cristales de hielo en las partes de la nube donde la temperatura es claramente inferior a 0°C. La dimensión vertical de los Cumulus varía mucho, desde la forma aplastada hasta la de una enorme coliflor protuberante. Cuando tienen una gran dimensión vertical, los Cumulus pueden dar lugar a precipitaciones en forma de chubascos de lluvia. Cumulus desgarrados (fractus) de mal tiempo suelen formarse por debajo de nubes que dan lugar a precipitaciones importantes.

Diferencias con otras nubes

Cu y Sc - Se reconocen los Cumulus esenciales porque sus cimas tienen la forma de entre los Cu cúpulas y sus bases no están soldadas. Otras nubes análogas Cu y As o Ns – Si las precipitaciones son de tipo chubasco, la nube es un Cumulus.

Cu y Cb - La nube es un Cumulus mientras que sus regiones protuberantes tengan en todas sus partes contornos netos y que no aparezca disposición fibrosa o estriada alguna. Si va acompañada de relámpagos, trueno o granizo, es un Cumulonimbus.

Los Cumulus se originan debido al efecto de corrientes convectivas, que aparecen cuando la disminución vertical de la temperatura es suficientemente fuerte en las capas bajas de la atmósfera. Dicha disminución vertical de la temperatura puede producirse a consecuencia:

1. del calentamiento del aire en la proximidad de la superficie terrestre;
2. del enfriamiento o de la advección de aire frío en altura;
3. de la elevación de capas de aire con expansión vertical.

10) Cumulonimbus

Nube densa y potente, de dimensión vertical considerable, en forma de montaña o de enormes torres. Una parte al menos de su región superior generalmente es lisa, fibrosa o estriada, y casi siempre aplastada; esta parte se extiende a menudo en forma de yunque o de amplio penacho.

Los Cumulonimbus están constituidos por gotitas de agua y, principalmente en su región superior, por cristales de hielo. Contienen también gruesas gotas de lluvia y, a menudo, copos de nieve, hielo granulado o pedriscos.

Frecuentemente ocurre que las dimensiones verticales y horizontales de un Cumulonimbus son tan grandes que sólo es posible ver sus formas características, si esta nube se observa desde una distancia muy grande.

Diferencias con otras nubes

Cb y Ns - Cuando un Cumulonimbus cubre esencial-

mente una gran parte del cielo, fácilmente puede confundirse con un Nimbostratus, y nubes análogas. En este caso, si las precipitaciones son de tipo chubasco o si van acompañadas de relámpagos, trueno o granizo, la nube observada es un Cumulonimbus.

Cb y Cu - La nube debe ser identificada como Cumulonimbus, siempre que una parte al menos de su región superior pierda la nitidez de sus contornos.

También un Cumulonimbus va acompañado de relámpagos, trueno o granizo.

Los Cumulonimbus se forman en general a partir de grandes Cumulus muy desarrollados, cuyo proceso de transformación prosigue.

A veces, pueden desarrollarse a partir de Altocumulus o de Stratocumulus que contienen, en sus partes superiores, protuberancias en forma de pequeñas torres.

Asimismo, puede resultar de la transformación y desarrollo de una parte de un Altostratus o de un Nimbostratus.

Por debajo de la base de esta nube, a menudo muy oscura, existen frecuentemente nubes bajas desgarradas, soldadas o no con ella, y precipitaciones, a veces, bajo forma de virga (ver definición pag. 182).

Definiciones de especies

- **Fibratus** Nubes separadas o velo nuboso delgado, compuesto de filamentos sensiblemente rectilíneos o curvados irregulares, sin que terminen ganchos ni en copo. Este término se aplica principalmente a los Cirrus y a los Cirrostratus.
- **Uncinus** Cirrus en formas de comas, terminado hacia arriba por un gancho o por un copo cuya parte superior no tiene la forma de protuberancia redondeada.
- **Spissatus** Cirrus cuyo espesor óptico es suficiente para que parezcan grisáceos cuando se encuentran en dirección del sol.
- **Castellanus** Nubes que presentan, al menos en una parte de su región superior, protuberancias cumuliformes en forma de pequeñas torres lo que da generalmente a estas nubes un aspecto almenado. Estas pequeñas torres, de las cuales algunas son más altas que anchas, se asientan sobre una base común y parecen dispuestas en líneas. El carácter castellanus aparece especialmente cuando las nubes se observan de perfil. Este término se aplica a los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus y Stratocumulus.
- **Flocus** Especie en la que cada elemento nuboso está constituido por un pequeño copo de aspecto cumuliforme, cuya parte inferior, más o menos desgarrada, va a menudo acompañado de virga. Este término se aplica a los Cirrus, Cirrocumulus y Altocumulus.
- **Stratiformis.** Nubes extendidas en capa o en manto horizontal de gran extensión. Este término se aplica a los Altocumulus, Stratocumulus, y en algunas ocasiones a los Cirrocumulus.
- **Nebulosus**. Nube con el aspecto de capa o de velo nuboso que no presenta detalles aparentes. Este término se aplica principalmente a los Cirrostratus y a los Stratus.
- **Lenticularis.** Nubes en forma de lentejas o de almendras, a menudo muy alargadas y sus contornos están generalmente bien delimitados; a veces presentan irisaciones. Estas nubes aparecen con mayor frecuencia en las formaciones nubosas de origen orográfico, pero pueden igualmente ser observadas por encima de regiones sin orografía acusada. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus, Altocumulus y Stratocumulus.
- **Fractus.** Nubes en forma de girones irregulares con aspecto claramente desgarrado. Este término se aplica solamente a los Stratus y a los Cumulus.
- **Humilis.** Cumulus que no tienen más que una débil dimensión vertical y generalmente dan la apariencia de estar aplanadas.
- **Mediocris.** Cumulus de dimensión vertical moderada cuyas cimas presentan protuberancias poco desarrolladas.
- **Congestus.** Cumulus que presentan protuberancias fuertemente desarrolladas y a menudo de gran dimensión vertical; su región superior protuberosa tiene aspecto de coliflor.
- **Calvus.** Cumulonimbus en los cuales algunas protuberancias, de su región superior, han comen-

zado a perder sus contornos cumuliformes, pero en la que no puede distinguirse ninguna parte cirroforme. Las protuberancias y las convexidades tienen tendencia a formar una masa blanca con estrías verticales.

- **Capillatus.** Cumulonimbus caracterizados por la presencia, en su región superior, de porciones netamente cirroformes de estructura manifiestamente fibrosa o estriada, que tienen frecuentemente la forma de un yunque, de un penacho o de una amplia cabellera desordenada. Este tipo de nube generalmente origina chubascos o tormentas, acompañadas a menudo de turbonadas y algunas veces de granizo; frecuentemente da nacimiento a la virga (ver definición pag. 182).

Variedades

Como se indicó en el párrafo 11.3.1, existen 9 variedades de nubes y se definen a continuación. Las 6 primeras se refieren a los elementos microscópicos de las nubes, mientras que las variedades translúcidas, perlucidus y opacus hacen referencias a su grado de transparencia.

1) **Intortus.** Cirrus cuyos filamentos están curvados muy irregularmente y aparecen a menudo enmarañados de forma caprichosa.
2) **Vertebratus.** Nubes cuyos elementos están dispuestos de tal manera que su aspecto recuerda el de vértebras, costillas o el de un esqueleto de pez. Este término se aplica principalmente a los Cirrus.
3) **Ondulatus.** Nubes en bancos, mantas o capas que presentan ondulaciones. Estas ondulaciones pueden ser observadas en capas nubosas bastante uniformes o en nubes compuestas de elementos soldados. Algunas veces presentan un sistema doble de ondulaciones. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y a los Stratus.
4) **Radiatus.** Nubes que presentan anchas bandas paralelas que, a consecuencia del efecto de perspectiva, parecen converger hacia un punto del horizonte, o cuando las bandas atraviesan enteramente el cielo hacia dos puntos opuestos, llamados "punto o puntos de radiación". Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y a los Cumulus.
5) **Lacunosus.** Nubes en bancos, mantos o capas, generalmente bastante delgadas caracterizadas por la presencia de huecos limpios y redondos, repartidos regularmente y con bordes deshilados. Los elementos nubosos y los huecos limpios están a menudo dispuestos de tal manera que su aspecto recuerda el de una malla o el de un panal de miel. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus y a los Altocumulus; igualmente puede aplicarse, aunque rara vez, a los Stratocumulus.
6) **Duplicatus.** Nubes en bancos, mantos o capas superpuestas, situadas a niveles poco diferentes y a veces parcialmente soldados. Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus y Stratocumulus.
7) **Translucidus.** Nubes en extenso banco, manto o capa, cuya mayor parte es suficientemente translúcida para dejar percibir la posición del sol o de la luna. Este término se aplica a los Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Stratus.
8) **Perlucidus.** Nubes en extenso banco, manto o capa que presenta entre sus elementos intersticios bien marcados, pero a veces muy pequeños. Estos intersticios permiten percibir el sol, la luna, el azul del cielo o nubes situadas por encima. Este término se aplica a los Altocumulus y a los Stratocumulus.
9) **Opacus.** Nubes en extenso banco, manto o capa, cuya mayor parte es lo suficientemente opaca para ocultar completamente el sol o la luna. Este término se aplica a los Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Stratus.

Particularidades suplementarias y nubes anexas

Como se indicó en el párrafo 11.3.1, una nube puede presentar particularidades suplementarias o estar acompañada de nubes anexas. Estos elementos pueden ser utilizados para identificar la nube cuando ésta no puede ser descrita de una manera suficientemente precisa, uti-

lizando únicamente géneros, especies y variedades. Las definiciones de las particularidades suplementarias y de las nubes anexas son las siguientes:

a) Particularidades suplementarias

i) Incus

Región superior de un Cumulonimbus estratificado en forma de yunque, de aspecto liso, fibroso o estriado.

ii) Mamma

Protuberancias colgantes de la superficie inferior de una nube que tienen aspecto de mamas. Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y los Cumulonimbus.

iii) Virga

Regueros de precipitaciones verticales u oblicuas, contiguas a la superficie inferior de una nube y que no alcanzan la superficie del suelo. Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus cumulus y los cumulonimbus.

iv) Praecitado

Son precipitaciones con lluvia, llovizna, nieve, hielo granulado, granizo menudo y duro, etc., que caen de las nubes, y llegan a la superficie del suelo.

Esta particularidad suplementaria se presenta muy a menudo con los Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus y cumulonimbus.

v) Arcus

Rulo horizontal que tiene los bordes deshilachados, situado por delante de la parte inferior de algunas nubes y cuando es extenso presenta aspecto de arco sombrío y amenazador. Esta particularidad suplementaria se presenta con los Cumulonimbus y rara vez en los Cumulus.

vi) Tuba

Columna o cono nuboso invertido en forma de embudo que sale de la base de una nube; constituye la manifestación nubosa de un torbellino de viento intenso. Esta particularidad suplementaria se presenta con los Cumulonimbus y alguna vez con los Cumulus.

b) Nubes anexas

i) Pileus

Nube anexa de poca extensión horizontal en forma de gorro o capuchón; esta formación se localiza sobre la cima de una nube cumuliforme o está contigua a su región superior que, a menudo, la traspasa. Con bastante frecuencia se puede observar varios pileus superpuestos. Los pileus se presentan principalmente con los cumulus y los cumulonimbus.

ii) Velum

Velo nuboso anexo de gran extensión horizontal, situado ligeramente por encima de las cumbres de una o varias nubes cumuliformes, contiguo a sus regiones altas que, con frecuencia, lo perforan. El velum se presenta principalmente con los Cumulus y los Cumulonimbus.

iii) Pannus

Jirones desgarrados que constituyen una capa continua que aparece por debajo de otra nube y puede soldarse a ella. Esta nube anexa se presenta con frecuencia con los Altostratus, Nimbostratus, cumulus y los cumulonimbus.

Nubes madres

Las nubes pueden desarrollarse de dos formas:

a) Aire limpio
b) A partir de nubes ya existentes nubes madres

El Desarrollo de las nubes a partir de nubes madres, puede ocasionarse de la siguiente manera:

a) Una nube puede desarrollarse y dar nacimiento a prolongaciones. Estas prolongaciones de las nubes pueden transformarse en un género distinto que el de la nube madre; pueden ser apéndices de la nube madre y se les conoce con el nombre de género apropiado, seguido del nombre del género de la nube madre, al que se añade el sufijo "geni-

tus"; Por ejemplo, Stratocumulus cumulogenitus;

b) La totalidad o una parte importante de una nube es la sede de una transformación interna total que produce el paso de un género a otro. Entonces se le da a la nueva nube el nombre del género apropiado, seguido del nombre del género de la nube madre al que se añade el sufijo "mutatus"; Por ejemplo, Stratus Stratocumulomutatus.

La observación sensorial que consiste en identificar las nubes es una tarea difícil, pues el paso de una forma de nube a otra no se lleva a cabo progresivamente.

Difícilmente se llega a ser un buen observador sin conocer bien, por experiencia, las situaciones meteorológicas características. Es también útil tener buenos conocimientos de meteorología general, pues permiten comprender mejor el desarrollo y la disipación de las nubes.

En una estación meteorológica es conveniente que el personal esté informado de los cambios de tiempo previstos, estudiando los mapas sinópticos y conociendo las previsiones más recientes. Además la evolución de las nubes debe ser objeto de vigilancia atenta y continua.

La transformación de las nubes está indirectamente ligada a los cambios de temperatura que se producen en la parte de la atmósfera próxima a la superficie terrestre.

Los simbolos correspondientes a la clave internacional FM-12-XI SINOP, en el grupo 8NCLCMCH, figuran en la tabla siguiente:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
C_L									
C_M									
C_H									

Algunos de los tipos de nubes se muestran en las siguientes fotografías.

Nubes altas
CIRRUS FIBRATUS

Código de nube

CH-1

Símbolo

Descripción

Filamentos de cirrus o “colas de caballos” dispersos y no tienden a incrementar. No invaden progresivamente el cielo.

Nubes altas
CIRRUS SPISSATUS

Código de nube

CH-2

Símbolo

Descripción

Cirrus en bancos o haces entrevenados, generalmente no aumentan, a veces son remantes de la parte superior de Cbs.

Nubes altas
CIRRUS SPISSATUS CUMULONIMBOGENNITUS

Código de nube

CH-3

Símbolo

Descripción

Ci densos frecuentemente en forma de yunque constituyendo los restos de la parte superior de Cbs.

Nubes altas
CIRRUS UNCINUS, FIBRATUS O AMBOS

Código de nube

CH-4

Símbolo

Descripción

Ci en forma de ganchos, filamentos o ambos que invaden progresivamente el cielo; generalmente se hacen más densos en su conjunto.

Nubes altas
CIRRUS FRECUENTEMENTE EN BANDAS Y CIRROSTRATUS

Código de nube

CH-5

Símbolo

Descripción

Ci y Cs que invaden progresivamente el cielo, generalmente se hacen más densos en conjunto, pero su velo continuo no llega a los 45^{0} sobre la horizontal.

Nubes altas
CIRRUS FRECUENTEMENTE EN BANDAS Y CIRROSTRATUS

Código de nube

CH-6

Símbolo

Descripción

Ci y Cs que invaden progresivamente el cielo; generalmente se hacen más densos; su velo continuo se extiende a más de 45°, sin estar en el cielo totalmente cubierto.

Nubes altas
CIRROSTRATUS QUE CUBREN TODO EL CIELO

Código de nube

CH-7

Símbolo

Descripción

Velo de Cs que cubre la bóveda celeste.

Nubes altas
CIRROSTRATUS

Código de nube

CH-8

Símbolo

Descripción

Cs que no invaden progresivamente el cielo y no cubren totalmente la bóveda celeste.

Nubes altas
CIRROCUMULUS SOLOS, O CIRROCUMULUS PREDOMINANDO ENTRE NUBES ALTAS

Código de nube

CH-9

Símbolo

Descripción

Cs solos o Cs acompañados de Ci o Cs, o de ambos pero predominando los Cc.

Nubes medias
ALTOSTRATUS TRANSLUCIDUS

Código de nube

CM-1

Símbolo

Descripción

As delgados, cuya mayor parte es semitransparente y a través de la cual puede verse el sol y la luna, como a través de un vidrio deslustrado.

Nubes medias
ALTOSTRATUS OPACUS O NIMBOSTRATUS

Código de nube

CM-2

Símbolo

Descripción

As cuya mayor parte es suficientemente densa como para ocultar el sol y la luna o Ns.

Nubes medias
ALTOCOMULUS TRANSLUCIDUS A UN SOLO NIVEL

Código de nube

CM-3

Símbolo

Descripción

As delgados, cuya mayor parte es semitransparente; los diversos elementos de la nuve evolucionan lentamente y están todos a un mismo nivel.

Nubes medias
ALTOSTRATUS TRANSLUCIDUS

Código de nube

CM-4

Símbolo

Descripción

Ac en bancos frecuentemente en forma de lentejas o peces, semitransparentes, están a uno o más niveles y sus elementos cambian constantemente de aspecto.

Nubes medias
ALTOCUMULUS TRANSLUCIDUS EN BANDAS

Código de nube

CM-5

Símbolo

Descripción

Ac semitransparentes u opacas en bandas, o Ac en una o más capas bastante continuas, que progresivamente invaden el cielo; estas nubes Ac generalmente se espesan en conjunto.

Nubes medias
ALTOCUMULUS CUMULOGENTIUS o CUMULONMBOGENITUS

Código de nube

CM-6

Símbolo

Descripción

Ac resultante de la extensión de los Cu o Cb.

Nubes medias
ALTOCUMULUS TRANSLUCIDUS U OPACUS

Código de nube

CM-7

Símbolo

Descripción

Dos o más capas de Ac espesos o Ac con As y/o Ns.

Nubes medias
ALTOCUMULUS CASTELLANUS o FLOCUS

Código de nube

CM-8

Símbolo

Descripción

Ac con brotes en forma de mechones, torrecillas o almenas, o Ac con aspecto de penachos o copos cumuliformes.

Nubes medias
ALTOCUMULUS DE CIELO CAÓTICO

Código de nube

CM-9

Símbolo

Descripción

Ac de cielo caótico generalmente de varios niveles.

Nubes bajas
CUMULUS HUMILIS o CUMULUS FRACTUS

Código de nube

CL-1

Símbolo

Descripción

Cu de buen tiempo con pequeña extensión vertical y que aparecen aplastados, o Cu desflecados que no sean de mal tiempo o ambos.

Nubes bajas
CUMULUS MEDIOCRIS o CONGESTUS

Código de nube

CL-2

Símbolo

Descripción

Cu de desarrollo vertical moderado o gran extensión, generalmente con protuberancias en forma de cúpulas o torres que van o no acompañados de Cu o Sc.

Nubes bajas
CUMULONIMBUS CALVUS, con o sin CUMULUS, STRATOCUMULUS o STRATUS

Código de nube

CL-3

Símbolo

Descripción

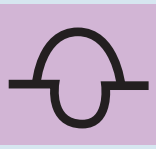
Cb cuyas cimas no tienen perfiles definidos, no son claramente cirriformes ni en forma de yunque; también pueden presentar Cu, Sc o St.

Nubes bajas
STRATOCUMULUS CUMULOGENITUS

Código de nube

CL-4

Símbolo



Descripción

Sc formados por la extensión de Cu; también están presentes Cu.

Nubes bajas
STRATOCUMULUS que no sean STRATOCUMULUS CUMULOGENTUS

Código de nube

CL-5

Símbolo

Descripción

Sc que no están formados por la extensión de los Cu.

Nubes bajas

STRATUS NEBULOSUS o STRATUS FRACTUS que no sean de mal tiempo, o ambos

Código de nube

CL-6

Símbolo

Descripción

St en capa o manto más o menos continuo, o en girones desgarrados, o ambos pero sin StFra de mal tiempo.

Nubes bajas
STARTUS FRACTUS o CUMULUS FRACTUS de mal tiempo o ambos

Código de nube

CL-7

Símbolo

Descripción

StFra y/o CuFra de mal tiempo o ambos (pannus), generalmente debajo de As o Ns.

Nubes bajas
CUMULUS y ESTARTOCUMULUS que no sean ESTRATOCUMULUS CUMULOGENITUS

Código de nube

CL-8

Símbolo

Descripción

Cu y Sc que no sean aquellos formados por extensión de Cu; la base de Cu se encuentra a nivel diferente que la del Sc.

Nubes bajas
CUMULONIMBUS CAPILLATUS

Código de nube

CL-9

Símbolo

Descripción

Cb con topes fibrosos (aspecto de yunque) con o sin Cb sin yunque o parte superior fibrosa acompañados de Cu, St o pannus.

11.3.3 Altura de la base de las nubes

Los valores de la altura de la base de las nubes debe obtenerse preferentemente a través de medidas establecidas, pero frecuentemente es necesario hacer estimaciones visuales.

Los observadores de superficie y desde aeronaves han mostrado que las nubes (excepto nubes nacaradas y noctilucentes), generalmente se encuentran en un rango de altitudes que varían desde el nivel del mar hasta el nivel de la tropopausa, es decir hasta 18 kilómetros en los trópicos, 13 kilómetros en latitudes medias y 8 Kilómetros en regiones polares. Por convención, la parte de la atmósfera en la cual las nubes están generalmente presentes ha sido dividida en tres pisos: alto, medio y bajo. Cada piso está definido por el rango de niveles en el cual las nubes de cierto género se presentan con mayor frecuencia. Estos géneros son:

a) Cirrus, Cirrocumulus y cirrostratus para el piso alto
b) Altocumulus, en el piso medio
c) Stratocumulus o stratus en el piso inferior

Pisos	Regiones Polares	Regiones Templadas	Regiones tropicales
Alto	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Medio	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Bajo	Desde la superficie hasta 2 km	Desde la superficie hasta 2 km	Desde la superficie hasta 2 km

Los principales métodos utilizados para determinar la altura de la base de las nubes desde el suelo son los siguientes:

a) Globos piloto
b) Proyectores de haz luminoso
c) Telémetros y métodos similares
d) Informes suministrados por los pilotos de las aeronaves
e) Estimación visual

Las principales características de estos métodos son las siguientes:

a) Globos piloto

La altura de la base de las nubes se determina del registro del tiempo transcurrido entre el momento en que el globo es lanzado y en el que penetra en la nube. En este método se supone que el globo se eleva a una velocidad conocida. Si el viento no es muy violento, la altitud de la base de las nubes puede medirse del suelo hasta 800 m. Con bastante exactitud.

Los globos utilizados para este fin durante el día, son más pequeños que los que se utilizan para medir el viento en altura; globos de 5 ó 10 gramos son suficientes deben ser esféricos e inflados de manera que su velocidad ascensional esté aproximadamente entre los 120 y 150 m/seg. El ascenso del globo debe observarse con la ayuda de un teodolito, gemelos o telescopio.

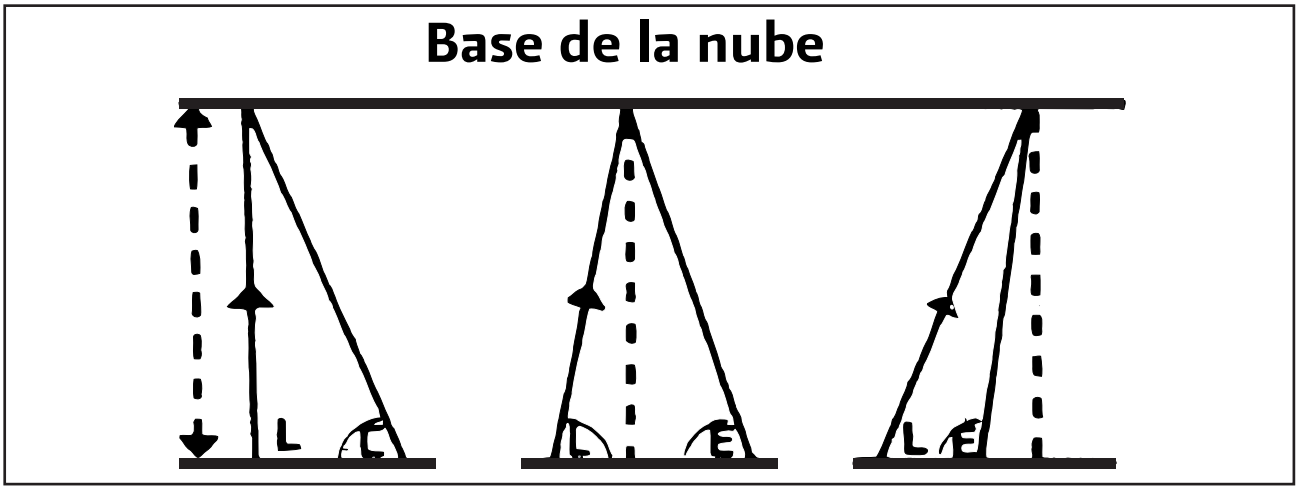
Para las medidas efectuadas durante la noche, es necesario añadir al globo una lámpara eléctrica o un farolillo de vela. Las medidas efectuadas con la ayuda de globos deben utilizarse siempre con cierta reserva, ya que la velocidad media efectiva de ascenso puede modificarse sensiblemente, debido principalmente a la influencia de corrientes verticales, forma del globo, precipitaciones, turbulencia.

b) Proyectores de haz luminoso

La altura de la base de las nubes puede medirse de noche utilizando un proyector de nubes. El haz luminoso de este proyector, que se ha colocado a una distancia horizontal determinada, se dirige hacia la base de las nubes con un ángulo conocido. La línea de base que separa el proyector del observador y el haz luminoso, deben estar en el mismo plano vertical.

El observador, colocado en el otro extremo de la línea de la base, mide la altura angular de la mancha luminosa proyectada sobre la nube, con la ayuda de una alidada o de un clinómetro. Existen tablas para calcular la altura de la base de las nubes (h) en función de la longitud de la línea de base, del ángulo de proyección del haz (1) y de la altura angular de la mancha luminosa (E).

La figura muestra las tres situaciones que pueden presentarse en la aplicación de este método.



Determinación de la altura de la base de una nube

c) Telémetro y métodos similares

Se puede determinar la altura de la base de una nube con la ayuda de medidas de la elevación y del azimut de la misma, realizadas simultáneamente en los dos extremos de una línea de base. En este caso se necesitan dos observadores que puedan comunicarse entre sí, lo que hace a este método poco práctico para el empleo común. Sin embargo, el principio fundamental de este método puede aplicarse con el telémetro, que elimina el inconveniente de la larga línea de base y la presencia de los dos observadores. No obstante, el empleo de los telémetros se limita a aquellos casos en que la iluminación es buena y los contornos de las nubes se distinguen bien.

d) Informes de los pilotos de las aeronaves

Estos informes se preparan desde los aviones en vuelo y deben ser examinados con atención, siempre que los datos hayan sido hechos con la ayuda de altímetros de precisión. Las medidas indicadas deben ser recientes y referirse a la misma base de las nubes consideradas por el observador.

e) Estimación visual

La habilidad para estimar de manera satisfactoria la altura de las nubes, solamente pueden adquirirse después de una gran experiencia. El observador puede progresar rápidamente si tiene el cuidado de comprobar, cada vez que le sea posible, sus medidas estimadas, con las obtenidas por medio de instrumentos o con las determinadas por aeronaves o por radiosondas.

En las regiones montañosas, los puntos de referencia notables cuya altura es conocida, pueden servir de ayuda para el observador en su evaluación de la altura de la base de las nubes, cuando ésta es inferior a la de las cumbres de las montañas. Es necesario tener cuidado porque la base de las nubes está frecuentemente inclinada.

Los objetos que distan más de 5 km deben utilizarse como puntos de referencia solamente cuando las condiciones sean homogéneas sobre una extensa superficie, lo que se produce frecuentemente con viento fuerte.

En la mayor parte de los casos, la base de las nubes desciende hacia las laderas de las montañas; de este modo, la altura estimada al aplicar este método puede ser ligeramente inferior a la de la base de las nubes en atmósfera libre.

En las llanuras, los observadores hábiles llegan a estimar la altura de la base de las nubes cuando es superior a 3 000 m. En este caso, es conveniente utilizar los datos de las últimas observaciones instrumentales o incluso los informes recientes de las aeronaves.

Movimiento de las nubes

Las observaciones de la dirección del desplazamiento de las nubes, así como las de su velocidad, de-

ben realizarse con frecuencia. Es necesario tener mayor atención cuando hay turbulencia, pues en este caso el movimiento aparente de las nubes puede ser diferente al de su movimiento real representativo del desplazamiento general del aire, en el cual la nube evoluciona.

Para reducir al mínimo los errores debidos a los movimientos verticales, el observador debe elegir nubes o elementos de ellas que no se encuentren demasiado alejados del cenit.

11.3.4 Dirección del movimiento

La dirección del movimiento de una nube es aquélla de donde procede esta nube. Para cifrar esta dirección en los mensajes sinópticos internacionales se utiliza la escala 01-36, al igual que para el viento en superficie. Para observar bien esta dirección es conveniente tomar un punto de referencia fijo, por ejemplo un mástil de bandera, un árbol, el tejado de un edificio.

11.3.5 Velocidad de la nube

Solamente es posible medir la velocidad lineal de una nube desde una sola estación de observación, si la altura de dicha nube es conocida. Sin embargo, es posible medir su velocidad angular y determinar su dirección, utilizando un nefoscopio.

El término nefoscopio se deriva de la palabra griega "nephos" que significa nube. En los mensajes sinópticos internacionales la velocidad angular se expresa en radiaciones por hora.

Los nefoscopios son los siguientes:

- Visión
- Reflector

11.4 Observación de las nubes durante la noche

En ocasiones, por la noche es difícil observar correctamente la formación nubosa, principalmente cuando no hay iluminación procedente de la luna, o de las estrellas. Antes que el observador pueda reconocer las formas de las nubes durante la noche, debe estar capacitado para identificarlas correctamente durante el día.

La luna es de gran ayuda para observar las nubes por la noche, porque las ilumina e indica el espesor de la capa y su movimiento cuando se desplazan. Las luces de las ciudades y del tránsito vehicular son también útiles al observador para identificar las nubes bajas, que reflejan los rayos emitidos por estas fuentes luminosas.

De acuerdo a la evaluación técnica de las nubes, los géneros de estas observadas durante el día, pueden permitir conocer cuáles son los géneros que probablemente serán observados durante la noche. También las condiciones locales tienen gran influencia en las formaciones nubosas y en el momento de esperar nubosidades máximas o mínimas. Los géneros de nubes son características de la circulación atmosférica, y ésta puede determinarse con la ayuda de mapas sinópticos.

Antes de tratar de identificar la formación nubosa es conveniente habituar los ojos durante cierto tiempo a la iluminación del ambiente, lo que da buenos resultados.

Para identificar durante la noche las formas de las nubes, se puede proceder con observaciones visuales directas o indirectas.

a) Observaciones visuales directas

- Globos
- Proyector de nubes
- Iluminación de la luna, de las estrellas y de la luz reflejada de las ciudades y del tránsito vehicular.

Se coloca una lámpara eléctrica o una vela en un farolillo de papel transparente, se ata a un globo inflado con hidrógeno que tiene velocidad ascensional conocida, y el intervalo de tiempo que transcurre entre el momento en que el globo es lanzado y en que penetra en la nube, permite determinar si se trata de una nube baja o de una nube media.

Cuando el cielo está muy nuboso o cubierto por nubes bajas o medias, el proyector de nubes permite calcular la altura de la base de las mismas y también obtener algunos datos sobre la forma de la nube.

b) Observaciones visuales indirectas

Cuando se sabe cuáles son las formas de nubes más frecuentes en la localidad y las alturas en que se sitúan generalmente, las nubes son más fáciles de identificar por estos elementos conocidos. Cuando más densas y sombrías aparezcan las nubes, más probabilidades hay de que se sitúen en el piso inferior. De una manera general las nubes son más bajas sobre el mar que sobre la tierra.

Por regla general, las nubes estratiformes se forman durante la noche o en las primeras horas de la mañana, y se disipan durante el mediodía. Por el contrario, las nubes convectivas se originan y alcanzan su máximo desarrollo durante la tarde, para disiparse posteriormente.

También es útil conocer las diferentes formas de nubes que están asociadas a las corrientes atmosféricas y a los frentes.

El tiempo presente da indicaciones sobre la forma de la nube asociada. La intensidad de un chubasco está en función de la dimensión del Cumulus; el trueno y los relámpagos señalan la presencia de Cumulonimbus; la lluvia continua, la de Nimbostratus o de Altostratus; mientras que la lluvia solamente se puede producir por Stratus o Stratocumulus.

Antes de la puesta del sol, el observador debe dedicar algunos minutos al estudio y examen de la estructura de las nubes presentes en el cielo. Los datos recogidos así le serán muy útiles en lo sucesivo, pues se puede suponer sin riesgo, que las condiciones meteorológicas varían poco durante el tiempo que sigue a la puesta del sol.

Por la noche, la observación de las nubes nunca es fácil y, además de la habilidad, se necesita mucho cuidado y mucha reflexión para identificarlas correctamente. Es quizá una de las tareas más difíciles del observador. Por lo tanto, es necesario que sea muy calificado para obtener resultados muy precisos.

Las indicaciones siguientes serán útiles para identificar las formas de las nubes:

i) Durante la noche, con luna

Ci Pueden verse bajo la luna, sin que atenúen su luz; si estas nubes son densas, pueden observarse fenómenos de halo.

Cc Nube delgada que cuando pasa por delante de la luna no oculta su contorno.

Ac Nubes constituidas por pequeños elementos que pasan delante de la luna sin ocultarla; sus bordes son menos densos que las partes centrales; no dan lugar a fenómenos de halo pero si pueden verse coronas.

As Si la capa es delgada, la luna tiene apariencia difusa que no varía mientras la nube se desplaza. Si la capa es densa, la luna está oculta y llueve ligeramente.

Ns La luna no se ve y la lluvia cae de manera continua.

Sc Si no hay nubes sobre ellos, los Sc ocultan la luna intermitentemente. Sus bordes son poco densos y permiten ver la luna; sus formas posiblemente se ven iluminadas por las luces de las ciudades.
Si hay nubes por encima de ellos, y si los Sc no forman una capa continua, la situación es la misma que en el caso precedente. Pero si la capa es continua los Stratocumulus son visibles solamente si las otras nubes son Cirrus.

Cu Fácilmente visibles e identificables. Si están desarrollados pueden confundirse con grandes Cumulus o Altostratus, excepto si van acompañados de truenos, de relámpagos, o ambos.

Cb Solamente identificables a distancia; pueden confundirse con grandes cumulus o Altostratus, excepto si van acompañados de trueno o de relámpagos, o de ambos.

St Si la capa es delgada, la luna puede verse y el viento es débil. Puede producir débiles lloviznas; refleja la luz de las ciudades. Si la capa es densa, la luna es invisible, hay llovizna y el viento es también débil.

Fs Los Stratus fractus de mal tiempo se distinguen por su poco espesor y su desplazamiento rápido delante de la luna, en general, con otras nubes sobre ellos.

Nota: En caso de niebla, es necesario tener cuidado particular, pues la luna puede aparecer de manera muy difusa; de no ser así, la situación es idéntica a la de una noche sin luna. Las luces tienen un color amarillento.

ii) Durante la noche sin luna

Ci o Cc Algunas estrellas centellean, otras aparecen difusas; los Ci y Cc están iluminados antes del orto y ocaso del sol y presentan aspecto rojizo. La disminución del brillo de las estrellas puede ser ocasionado por neblinas o humo.

Cs Todas las estrellas brillan ligeramente y tienen aspecto difuso.

Ac Las estrellas está ocultas por los bancos de nubes pero desaparecen y aparecen regularmente.

As Si la nube cubre todo el cielo, las estrellas son invisibles. Si la capa no es continua, algunas estrellas son visibles, pero su aparición y desaparición no se produce regularmente. Si su espesor aumenta y su base desciende, puede dar lugar a lluvia; esta fase se determina con la ayuda de las observaciones precedentes.

Ns As de la altura menor, generalmente acompañadas de lluvia.

Sc Si no hay nubes por encima, situación idéntica a aquella en que hay presencia de Altocumulus, pero en ciertos casos se puede observar llovizna. El viento es generalmente débil. Frecuentemente, sobre las ciudades y aglomeraciones, las iluminaciones se reflejan en la base de la capa. La identificación es más fácil si se utilizan buenos proyectores de nubes.

Si hay nubes por encima, y además la nube no está situada sobre una zona iluminada, no será visible a no ser que se utilice el proyector de nubes.

Cu La distinción de los Altocumulus o de los elementos de Stratocumulus es posible solamente si los Cumulus están muy desarrollados y acompañados de chubascos.

Cb Al igual que para los Cumulus, pero con la diferencia de que los Cumulonimbus pueden ir acompañados de trueno; de relámpagos, o ambos.

St Si la capa no es continua se pueden ver estrellas; el Stratus se distingue del Altostratus solamente si va acompañado de llovizna fina y persistente con viento débil o calma. No debe confundirse con los Stratocumulus; puede reflejar las iluminaciones de las ciudades, etc., y su aspecto es uniforme. Los Stratus fractus del mal tiempo no son generalmente visibles a causa de las nubes que se encuentran por encima de ellos.

Nota: En caso de niebla, la visibilidad se reduce las estrellas pueden apenas ser visibles y su aspecto es muy difuso. Los filamentos metálicos de las lámparas de iluminación tienen color amarillento.

11.5 Influencia orográfica

La forma y la altura de las nubes están en general influenciadas por la presencia de colinas, montañas aisladas o cadenas de montañas.

La mayor parte de las observaciones de nubes se realizan sin instrumentos.

Procesos de formación de las nubes

El proceso de formación de una nube es la elevación de una masa de aire cuya temperatura va disminuyendo y que llega a ser considerable pasado el punto de rocío (temperatura en la cual la cantidad de vapor de agua existente en el aire es suficiente para su saturación. En este momento la humedad relativa es 100%. También se puede decir que si se enfría paulatinamente aire húmedo, llega un momento en que comienza la "condensación" del vapor de agua que hay en el mismo. La temperatura que el aire acusa en este instante es su punto de rocío), empieza a producirse un exceso de vapor de agua e inmediatamente su eliminación por el proceso de condensación si la temperatura es superior a -21.4°C, o por el proceso de sublimación (paso directo del vapor de agua del estado gaseoso al estado sólido, sin pasar por el estado líquido) si es inferior a ella.

La nube que se eleva se dilata, la que desciende se contrae. Su elevación sólo existe mientras vaya siendo más liviana que el ambiente, desciende mientras es más pesada. Igualadas las densidades, el movimiento vertical cesa y la nube se encuentra en su "nivel de equilibrio" (altura en que la temperatura del medio se iguala a la temperatura que ella ha adquirido durante la ascensión).

Este concepto de equilibrio, puede expresarse, suponiendo por ejemplo que una masa de aire que inicia un movimiento vertical desde un punto A y llega a otro B 100 metros más alto, con una temperatura disminuida en 1°. Dado que en este nivel la temperatura del aire es más baja, la masa de aire es más caliente y por consiguiente más liviana que el aire que la rodea, por lo cual prosigue su elevación hasta encontrar el nivel de equilibrio en que se igualan las temperaturas y, en consecuencia, también las densidades. Aquí se dice también equilibrio lábil al nivel de equilibrio.

Para juzgar sobre la posibilidad de movimientos verticales es necesario conocer la temperatura que la masa aérea adquiere progresivamente durante su elevación y la temperatura del aire que reina en los diferentes niveles.

Capa de nubes.- es una pantalla interpuesta entre el sol y la tierra, que por un lado dificulta la llegada de calor solar a su superficie, pero por otro aminora la pérdida de calor por irradiación. También el calor irradiado por la tierra, es en parte reflejado por la nube, y en parte absorbido y luego irradiado nuevamente hasta su fuente de origen. Esta defensa térmica es tanto mayor cuanto más baja y densa es la nube, y tanto menor cuanto más alta y transparente es. En un día de cielo nublado, la temperatura no se eleva mucho durante las primeras horas de la tarde ni tampoco desciende mayormente durante la madrugada. La amplitud diaria de la temperatura con la que se expresa a diferencia entre la temperatura máxima y la mínima al día es pequeña.

La "amplitud de la variación" o diferencia entre la temperatura máxima y mínima insinúa que esta variación diurna de la temperatura con el tiempo, en 24h, presenta su máximo una, dos o tres horas después del paso del sol por el cénit del lugar. La tardanza con que se alcanza esta temperatura, se debe al hecho de que la tierra tiene que calentarse primero y luego calentar el aire en su inmediato contacto, motivo por el cual la máxima no se produce cuando existe la máxima insolación, sino un cierto tiempo después.

Una vez alcanzada la temperatura máxima, el aire comienza a enfriarse paulatinamente, enfriamiento que continúa toda la noche hasta la hora de la salida del sol. En este momento, cuando los rayos solares comienzan a calentar nuevamente la superficie del suelo, la temperatura del aire comienza a aumentar lentamente, también por consiguiente, la mínima temperatura se obtiene a la hora de la salida del sol.

Con mucha nubosidad los veranos son frescos y los inviernos templados. La amplitud anual de la temperatura, o sea la diferencia entre la temperatura del mes más caliente y la del mes más frío del año, es reducida.

Los movimientos verticales en las nubes están acompañados de grandes variaciones en su temperatura. El aire contiene siempre cierta cantidad de vapor de agua, si su temperatura desciende esta cantidad puede llegar a ser suficiente para su saturación, y si el descenso prosigue, hasta puede originar una cierta sobresaturación, seguido inmediatamente por el proceso de condensación o de sublimación. La formación, evolución y disipación de las nubes, está de este modo íntimamente relacionada con los movimientos verticales de las masas aéreas. La elevación de aire húmedo produce nubes, el descenso las deshace.

Los movimientos verticales de las masas aéreas húmedas, son de este modo también las causantes de las precipitaciones de toda clase de lluvias, nevadas y granizadas. El agua de que están formadas estas precipitaciones es el "sobrante de vapor de agua" que el aire, debido a su baja temperatura, no ha podido sostener más en su seno. Los movimientos verticales, son también los causantes de la distribución de las precipitaciones en el espacio y en el tiempo.

Plafond de nubes. Llamase así el punto o altura en que el descenso de la temperatura es igual a la del punto de rocío. Se calcula por la siguiente fórmula:

$$A=123.5\ (t-t_d)$$

En la que
t= temperatura del aire, en °C.
t_d= punto de rocío
A= altura del plafond, en m.

Se anota 123.5 en vez de 123.0 porque el punto de rocío disminuye 0.5° por cada 100 m de elevación, ya que el aire se dilata y se reparte en un espacio mayor para así reducirse la humedad absoluta.

Observación de superficie

En primer lugar, ¿qué es una observación meteorológica? Es la observación visual y/o instrumental de una serie de factores meteorológicos llamados "elementos" de acuerdo con normas y criterios pre-establecidos.

En segundo lugar, ¿qué es una observación meteorológica de superficie? Es la observación que hace un observador colocado en tierra, ya sea visual o instrumentalmente. Cuando se usan instrumentos, todas las partes componentes de cada una de ellas, se encuentran en tierra.

Y en tercer lugar, ¿qué es una observación meteorológica aeronáutica? Es la observación en que ya sea el observador o los instrumentos o parte de ellos, son enviados a la atmósfera superior.

Lo anotado para el segundo y tercer lugar se insinúa al observador meteorológico. ¿Y éste quién es? Es la persona que posee los conocimientos y experiencias necesarias para efectuar observaciones meteorológicas en forma eficiente.

Y como ya se dijo, los elementos que componen las observaciones de superficie pueden ser observados visualmente y/o con instrumentos.

Así, si la observación visual es la apreciación a ojo, de acuerdo con normas y criterios pre-establecidos de una serie de elementos meteorológicos. La observación instrumental es la medición, por medio de instrumentos adecuados, en unidades de medida pre-establecidas de una serie de elementos meteorológicos.

*Elementos meteorológicos que se observan visualmente:

1) Condición de cielo

Consiste de la estimación a ojo de la cantidad de cielo cubierto por nubes y de la cantidad de capas existentes. Como definición de la citada, consiste de la cantidad de cielo cubierto por una "capa" de nubes en particular o de la cantidad de cielo cubierto por todas las capas nubosas presentes y/o de la cantidad de cielo cubierto por fenómenos de "obstrucción de visión".

De la definición, "capa", es el conjunto de nubes cuyas bases se encuentran en un mismo nivel y la cual puede ser continua o estar compuesta de elementos separados. El término "capa" no significa o implica que deben existir claros entre dos o más capas como tampoco que las nubes y/o los "fenómenos de oscurecimiento" deban ser del mismo tipo.

Igualmente, la capa nubosa o parte de ella puede ser "opaca" o "delgada". Si la primero no se puede ver a través de ella, si la segundo es lo contrario de la anterior y se puede ver al cielo azul u otras capas nubosas superiores.

De la definición ya citada, "fenómeno de obstrucción a la visión" es todo aquel que limita la visibilidad horizontal de superficie y tiene sus bases en el suelo. Si el fenómeno que se visualiza no tiene sus bases en el suelo, es un "fenómeno de oscurecimiento" que oculta total o parcialmente el cielo. De acuerdo con lo anotado, un lithometeoro con bases en el suelo, como por ejemplo una capa de humo, es un fenómeno de obstrucción en la visión; si se encuentra en suspensión en el aire, es un fenómeno de oscurecimiento, y como tal debe apreciarse la cantidad de cielo cubierto por él, esto es, como si fuera una capa nubosa.

2) Techo

Estimación por referencia a alturas conocidas de objetos prominentes y por experiencia.

Se define como la altura sobre el nivel del terreno, de la base de la capa más baja que constituye un nublado o un cerrado y que no ha sido clasificada como "delgada" y/o la base de la capa de un fenómeno de oscurecimiento que constituye un nublado o un cerrado y que no ha sido clasificado como "parcial". El techo es "ilimitado" cuando las especificaciones dadas en este párrafo no se cumplen.

La definición de techo también puede expresarse diciendo que "es la altura más baja de la capa de nubosidad total que cubre desde 4 hasta 7 octavos y que no ha sido clasificada como "delgada" y/o de la capa de un fenómeno de obscurecimiento que cubre de 4 a 7 octavos y que no ha sido clasificado como "parcial". Cuando las condiciones especificadas aquí no se cumplen, el techo se considera ilimitado.

Con el fin de precisar el concepto de condición del cielo, si no hay nubes o existen trazas en cantidad infe-

rior a 1/8, se dice "despejado"; medio nublado, cuando las nubes cubren desde 1/8 hasta 4/8; nublado, cuando existen nubes cubriendo desde 4/8 hasta 7/8. Cerrado, cuando existen cubriendo 8/8 de cielo.

Un fenómeno de obstrucción a la visión que oculta parte del cielo pero no totalmente, es decir, que es posible ver verticalmente hacia arriba el cielo azul o las nubes que existen a niveles superiores, permite decir que el cielo está "oscurecido parcialmente", y simplemente "oscurecido" es lo contrario de lo que se acaba de anotar.

Nota: Capa gruesa.- es aquella capa gruesa parcialmente obscura y amenazante.

Por otra parte, los criterios para la estimación de la condición del cielo cubierto por una capa, para estimar la cantidad de cielo cubierto por una capa, se divide a ojo la bóveda celeste en partes iguales, octavos. Para esto se le divide por dos ejes, los cuales proporcionan 4/8 y cada uno de estos en cuartos (1/4) para así obtener 8/8. Se estima a ojo la cantidad de octavos que está cubriendo la capa o los elementos de la capa, si ésta no se presenta en forma continua.

Para la estimación en la cantidad de cielo cubierto, los lithometeoros (por ejemplo humo, polvo, bruma) en suspensión de el aire, sin contacto con el suelo son nubes y por esto si alguno está cubriendo 1/8 de cielo y al mismo nivel existe una capa de Sc que cubre 3/8, dicha capa está cubriendo 4/8 de cielo, independientemente de los fenómenos de que está constituida la capa.

*Para la estimación de más de una capa.

En general no es fácil distinguir más de una capa, y sólo la observación continua del cielo permite decir si hay una o más capas, sin embargo, cuando hay Sc y As, la diferencia de altura de las bases de estas nubes y su diferencia en coloración y aspecto sirven para que el observador divise que hay más de una capa. Un poco más complicada es esta situación cuando al mismo tiempo se presenta bruma, humo, o niebla, los cuales impiden tener un buen aspecto de perspectiva continua de observación del cielo necesario para poder determinar la existencia de más de una capa.

Puesto que a menudo se presentan nubes cumuliformes asociadas con nubes estratificadas especialmente Sc, cuando en las bases de éstas penetran los Cu, sus bases se ven más bajas que las de los Sc.

En estos casos, para efecto de codificación se adopta el código que mejor interprete la combinación nubosa y la capa deberá considerarse como de dos capas interrelacionadas, y su altura será la del tipo nuboso de menor altura, sin olvidar tener en cuenta las capas en un orden ascendente, de acuerdo a la altura en que se estime que se encuentren las bases de cada capa.

*Estimación de la condición del cielo con capas que avanzan (o se están retirando) o cuando una capa está rodeando la estación.

El primer caso es bastante difícil, y para ello se acostumbra utilizar el teodolito o el clinómetro a fin de determinar con éstos el ángulo vertical que surge con los bordes más cercanos a la estación. Luego se convierten los ángulos a octavos de cielo, según la tabla respectiva.

Otra tabla se establece cuando la capa no se extiende hasta el horizonte. En este caso se usa la diferencia de dos lecturas angulares, una por el borde delantero y otra por el de atrás.

La estimación de la condición del cielo, cuando la capa está rodeando la estación, es frecuente con cielo despejado por encima de ella. En otros casos se procede como se dice en el párrafo anterior.

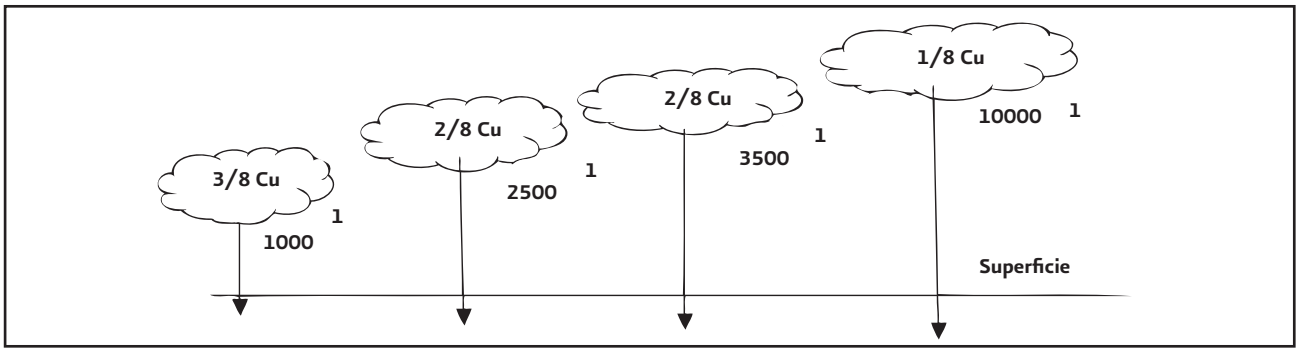
Finalmente, cuando un fenómeno de obstrucción está ocultando parte del cielo, se presenta una forma idéntica al caso de una capa nubosa que está rodeando la estación, y al apreciar las capas nubosas superiores, los octavos de cielo oculto por un fenómeno de obstrucción a la visión deberán ser agregados a la nubosidad de la capa en cuestión.

Entonces: Nubosidad total es la cantidad de oktas que cubre una capa al nivel al que está, más la cantidad de oktas que están cubriendo las capas inferiores.

*Ejemplos del concepto de techo:

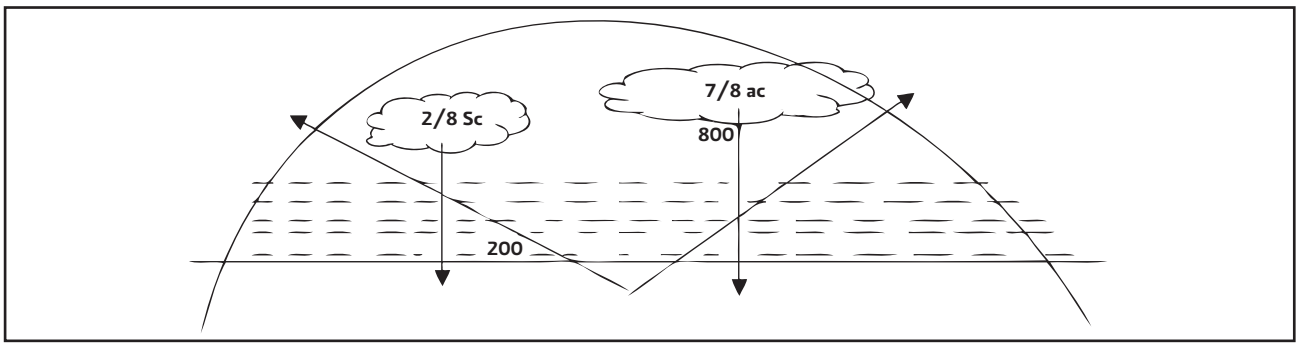
Ejemplo 1

La capa que constituye el techo es la de Sc que está a 3 500 pies, porque es la capa más baja cuya nubosidad total es de más de 5/8 de cielo cubierto.



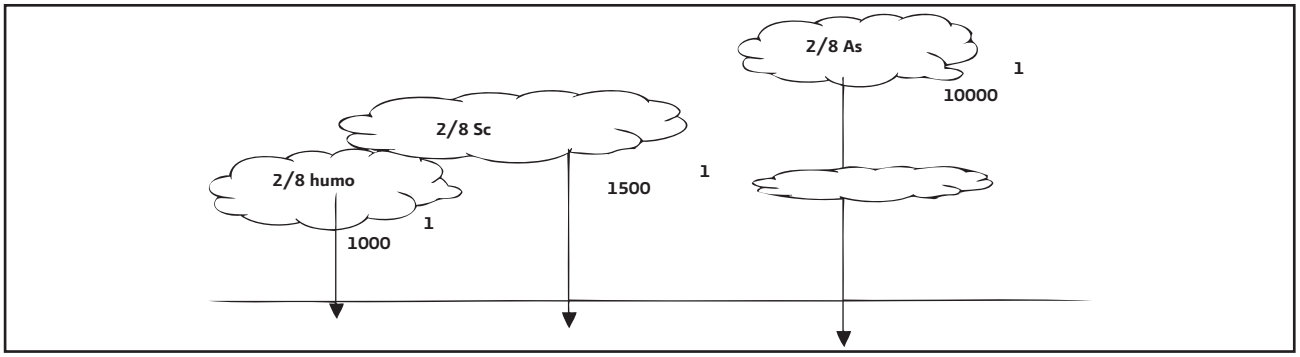
Ejemplo 2

Existe bruma en una superficie que alcanza a ocultar 2/8 de cielo.



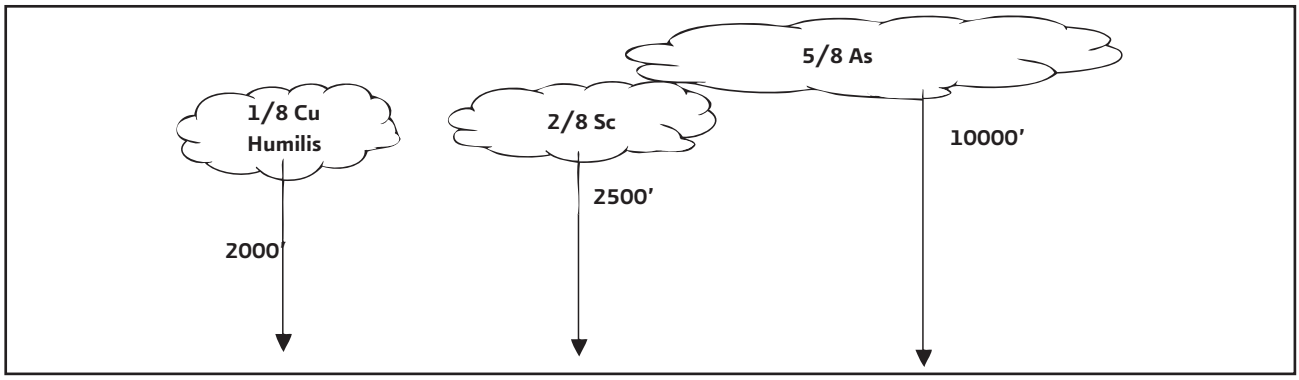
Ejemplo 3

La capa de Sc a 2000' es la que constituye el techo porque los 2/8 que cubre, más los 2/8 que oculta la bruma, forman una capa cuya nubosidad total es de 4/8 de cielo cubierto.



Ejemplo 4

El techo está constituido por la capa de Sc a 1 500' porque es la capa más baja cuya nubosidad cubre más de 5/8 de cielo cubierto.



El techo está constituido por la capa de As a 10 000 pies porque es la capa más baja cuya nubosidad total cubre más de 5/8 de cielo.

*Visibilidad vertical. Es la distancia que un observador alcanza a apreciar, mirando verticalmente hacia arriba, cuando en la estación existe un fenómeno de obstrucción a la visión que está obscureciendo totalmente el cielo. Por consiguiente la visibilidad vertical es un valor de techo.

No olvidar que en la condición de cielo, "obscurecido", el fenómeno de obstrucción a la visión impide ver si existen o no nubes, y claro, si se puede ver el cielo azul o las nubes se dice cielo parcialmente oscurecido.

*Dirección y velocidad de movimiento de las nubes.

Utilizando como punto de referencia algún punto alto, alejado, por ejemplo la punta de un poste o de una veleta, sobre un punto identificado de la nube, pronto se observa si ésta se mueve, y en qué dirección. Más cómodo resulta todavía el empleo de un sencillo aparato, llamado nefoscopio el cual consta de un par de espejos, superpuestos por sus bases. El superior es plateado; se emplea cuando las nubes son blancas, brillantes. Cada uno de los espejos lleva un haz de 36 rayas, que concuerdan con los principales rumbos geográficos y un sistema de círculos concéntricos, de 3 cm de equidistancia. Considerando el instrumento bien nivelado y orientado, el ojo del observador a una distancia de 30 cm del disco, la velocidad de movimiento de la nube se calcula por la formula:

$$\upsilon_{m/seg} = \frac{A}{100} n$$

En la que

υ= velocidad de la nube
A= altura de la nube
n= número de los intervalos (círculos concéntricos) traspasados por la imagen de la nube en el espejo en t=10 segundos

Ejemplo: A=970, n=número de intervalos traspasados en 10s=1.3

$\upsilon = 970 \frac{1.3}{100} = 12.61$ m/seg= 45.40 km/hora.

*Observaciones de nubes.

La observación de las nubes incluye además de la cantidad de cielo cubierto por ellas y de la altura a que se encuentran sus bases, el reconocer a qué tipo pertenecen. Un tipo de nubes mal reconocido puede inducir a grandes errores a meteorólogos previsores y despacha-

dores e incluso provocar situaciones difíciles de operación, innecesariamente.

Por eso se previene al observador que toda nube está constantemente en proceso de evolución y que la forma que presenta en un momento dado está cambiando constantemente. Por esta razón, ningún Atlas de Nubes da exactamente la pauta para codificar y clasificar las nubes que esté viendo. Deberá por lo tanto acostumbrarse a identificar las formas nubosas presentes en un momento dado por el parecido que tengan con las fotografías contenidas en dicho Atlas, sin esperar que sean exactamente iguales.

*Nomenclatura y clasificación de las nubes.

Los nombres de todos los tipos nubosos que se reconocen internacionalmente están formados básicamente por cuatro palabras latinas a saber:

Cirrus, equivale a hielo=Ci
Stratus, que quiere decir "capa"= St
Cumulus, que equivale a acumulación=Cu
Nimbus, que equivale a voluminoso=Ns

Cuando se usa una combinación de dos de estas para formar el nombre de una nube, se pierde la "us" final y se transforma en "o". Ejemplo: Cirrocumulus, stratocumulus, cumulusnimbus, nimbostratus.

Para fines de codificación sólo se reconocen tres familias de nubes: altas, medias y bajas. Con estas últimas se incluyen las de desarrollo vertical.

Y para reconocimiento de los tipos nubosos y su codificación, el observador debe guiarse más bien por el aspecto de las nubes que está observando que por la altura a que se encuentran sus bases.

*Altura media de las nubes.

Familia A: nubes altas. cirrus, cirrocumulus, cirrostratus, nivel medio inferior 6 000 m o 20 000' pies.
Familia B: nubes medias. alto cumulus, altostratus
nivel medio superior 6 000m o 20 000 pies.
Nivel medio inferior 20 00m a 6 500 pies
Familia C: nubes bajas. Stratocúmulus, stratus, nimbostratus.
Nivel medio superior 2 000 m o 6 500 pies.
Nivel medio inferior: cerca de la superficie.
Familia D: nubes de desarrollo vertical. Cumulus, cumulunimbus.
Nivel medio superior: el de los cirrus.
Nivel medio inferior: 500 m - 1 600 pies.

Codificación para las nubes bajas (Cl)

Tipo: Cu, St, Sc, y Cb

0. no hay nubes
1. Cumulus humilis. Cumulus humildes, de poco desarrollo vertical y aspecto aplanado.
2. Cumulus congestus o potentes con o sin Cu humilis o Sc, con bases al mismo nivel. Cu de considerable desarrollo, generalmente en forma de torres, con o sin otros Cu o Sc, teniendo todos estos tipos nubosos sus bases al mismo nivel.
3. Cb calvus, con o sin Cu, Sc o St. Cb cuya cima no se ve extendida o no presenta forma de yunque, con o sin Cu, Sc o St.
4. Sc cumulugenitus (Cugen) o vesperalis y Cu. Sc formadas por extensión horizontal de Cu, con frecuencia se ven también Cu.
   Debido a que la extensión horizontal de las partículas de aire que han ascendido por calentamiento, puede ocurrir en cuanto éstas alcancen su nivel de condensación, se previene al observador de que aún cuando se hayan visto Cu con anterioridad, pueden existir Sc cumulogenitus sin que hayan provenido de ningún Cu en particular.
5. Sc de cualquier tipo que no sean cumulugenitus ni vesperalis.
   Sc que pueden presentarse en capas con bases globulares ó en forma de rollos paralelos, bastante obscuros. Son Sc típicos.
6. St y/o fracto-St pero no fracto-St del mal tiempo.
   Sc o pedazos de St o ambos pero que no se ven como los Fracto-St de mal tiempo.
7. Fracto-St y/o fracto-Cu de mal tiempo, generalmente por debajo de las bases de As o Ns.

Pedazo de St o de pequeños cumulitos de mal tiempo que se ven con bordes desgarrados y obscuros. Por lo general debajo de las bases de las As y Ns. Se entiende por mal tiempo el aspecto que presenta el tiempo inmediatamente antes o durante o inmediatamente después de la precipitación.

8. Cu humilis o congestus y Sc que no sean cumulugenitus o vesperalis, con bases a diferentes niveles. Cu asociados con Sc no cumulogenitus. Por lo general los Cu tienen las bases más bajas que los Sc.
9. Cb capillatus o incus, con o sin Cu, Sc o St. No se pueden observar nubes bajas debido a oscuridad, niebla, tolvanera, etc.
   Cb que tiene una cúspide que muestra claramente forma de yunque y en cuya base por lo general, existe nube de rollo con o sin Cu, Sc o St.

*Identificación y codificación de las nubes bajas. Tipos: St, Sc, Cu y Cb.

1. Cu humilis.

a) Con periodo de formación, por lo general en las mañanas.
b) Completamente formado, por lo general el medio día, con bases bastante planas y bordes bien redondeados y delineados. Toda la nube tiene aspecto aplastado
c) Ya completamente formados pero con bordes rotos y desgarrados por el viento, se le observa en bases planas.

Todos los Cu humilis se presentan aislados. Nunca forman capas por abundantes que sean. Vistos desde abajo, su base es bastante plana, con fuertes sombras especialmente en su parte central, con bordes bastante blancos. Vistos desde una cierta distancia se ven muy blancos.

Cuando el tamaño de cada Cu humilis es demasiado pequeño como para que se considere que la nube pertenece típicamente a este tipo pero tiene aspecto abultado, base plana, bordes desgarrados o más o menos bien delimitados, se le clasifica como fractocúmulus. Si se presenta aislado en un cielo despejado, es fractocúmulus de buen tiempo y debe ser codificado CL-1.

Aquí no deben confundirse los anteriores con los fractocúmulus de mal tiempo, los cuales por lo general se observan por debajo de las bases de los Ns o As. Estos últimos se ven con bordes sumamente desgarrados, de un color gris bastante oscuro y están cambiando constantemente de forma. Los fractocúmulus de mal tiempo deben codificarse con CL-7 y cuando estos se ven por debajo de la base de un Cb, se codifican con CL-9.

Sobre los continentes especialmente en verano, comienzan a aparecer en la mañana, adquieren su máximo desarrollo en tamaño y cantidad de cielo cubierto cerca del medio día, terminando por desparecer cerca de la puesta del sol.

2. *Cu congestus o potentes. Prácticamente se codifica en CL-2 todo tipo nuboso cumuliforme que no sea Cu humilis ni Cb.

Con frecuencia es difícil distinguir entre un Cu congestus de gran desarrollo vertical y un Cb calvus. Mientras la parte superior de la nube no muestre evidentes características cirrosas, la nube continuará siendo CL-2, pero cuando presenta aspecto cirroso, sedoso y de color muy blanco y no presenta sombras, quiere decir que la cúspide de la nube ya alcanzó el nivel de los cirrus (cristales de hielo) y que debe codificarse CL-3.

3. Cb calvus.- Este Cb no presenta yunque en su cúspide, y posee un gran desarrollo vertical, y a veces es difícil diferenciarlo de un Cu congestus de gran desarrollo.

Como todas las nubes de la familia cumuliforme, tiene bordes bien delineados que asemejan cabezas de coliflor. Su parte superior no se extiende en forma de yunque pero presenta un color muy blanco, sin sombras y de estructura sedosa.

Estas características de su cúspide los distinguen de otros Cu y cuando se observa claramente que tiene características cirrosa, es porque ya llegó al nivel de los Ci y debe codificarse CL-3. Si la nube presenta su cúspide un poco extendida y que sea aparente que dicha extensión va a seguir creciendo hacia los lados, se codifica CL-9.

Puesto que todo Cb puede dar lugar a chubascos de lluvia, nieve o granizo, el único criterio para codificar CL-3 o CL-9 es el aspecto de su cúspide.

Cuando existe un Cb sobre la estación y no sea posible ver la cúspide, por lo general codifíquese CL-9, coadyuvado cuando la base presenta un color muy obscuro o cuando se vean fracto-Cu o fracto-Sc de mal tiempo asociados con la nube.

4. Sc cumulogenitus o vesperalis. Formados por la extensión horizontal de Cu debido a que la extensión horizontal de las partículas de aire que han ascendido por calentamiento, puede ocurrir en cuanto estas alcanzan su nivel de condensación, se previenen al observador de que aún cuando se hayan visto Cu con anterioridad, puede existir Sc cumulugenitus sin que hayan provenido de ningún Cu en particular.

Esta nube se presenta siempre en rollos alargados, nunca formando capa continua. Los rollos nubosos se ven abultados con bordes blancos, brillantes y desgarrados. En el centro casi siempre se ven fuertes sombras oscuras.

La Sc cumulugenitus puede formase a cualquiera hora del día o de la noche, pero preferentemente durante el día. La extensión horizontal de los Cu ya formados es debida a la presencia de una inversión de temperatura o a la aparición de una suave y débil subsidencia (descenso). También puede deberse a la extensión horizontal de las corrientes ascendentes del aire antes de que lleguen a formarse los Cu. Por esta razón, es posible observar Sc cumulugenitus sin necesidad de que hayan existido previamente Cu. Por lo anterior, se previene al observador de que no es necesario que haya existido Cu en desarrollo con anterioridad a la aparición de Sc cumulugenitus.

Los Sc vesperalis se forman siempre al atardecer como resultado de la disminución de la actividad conectiva que pudo existir durante el día. Este tipo de Sc siempre proviene de la extensión horizontal de Cu que se observó durante la tarde. Por lo general los Cu humilis, antes de dispersarse se aplastan, se extienden y dan lugar a la formación de las Sc vesperalis. Estos se ven sumamente alargados, con sombras muy intensas en el centro, tan intensas que a veces se ven negras, contrastando con el color brillante del paisaje, con los últimos rayos solares, los bordes se divisan blanquizcos, brillantes y desgarrados. Por lo general, unas dos horas después de la formación de estas Sc, el cielo se ve libre de nubes.

Es de observar aquí que los Sc cumulugenitus (Cu gen) asociados con las Cu congestus, se codifican en CL-4 o CL-2 según sea el tipo nuboso que esté predominando.

5.- Sc de cualquier tipo que no sean cumulugenitus ni vesperalis.

Son Sc típicos que pueden presentarse en capas con bases globulares o en forma de rollos paralelos bastantes oscuros. Comúnmente, estos se presentan como en una sola capa, bastante pareja con aspecto globulado o como rollo. Cuando la base presente glóbulos, estos le dan un aspecto reticulado a la formación nubosa. Cada glóbulo se separa de los que lo rodean, ya sea por claros que permiten ver el cielo azul o las capas de nubes que puedan existir más arriba o por porciones más delgadas, que se ven más claras, menos grises y más brillantes que el glóbulo mismo, el cual presenta un color gris más oscuro, lo que permite identificarlo perfectamente bien. Esta descripción es especialmente correcta para el caso de los Sc translucidus.

Exceptuados los Sc comulugenitus, son Sc típicos los ondulatus, opacus o traslucidus que se codifican CL-5

Comúnmente los Sc opacus y los ondulatus se presentan por lo general, en una capa continua que oculta todo el cielo. Esto no quiere decir que por ello la condición del cielo es cerrada. La cantidad de cielo cubierto por estas nubes no debe ser un criterio para su identificación. El único criterio valido para identificar un tipo nuboso cualquiera, es su aspecto y la altura a que se encuentra su base. Como su nombre lo indica, el Sc ondulatus, tiene una base ondulada, se ven como rollos más o menos paralelos, bastantes obscuros en su parte central. Cada rollo se identifica de los demás por partes más claras menos densas de la base de la nube. Los Sc

opacus se ven de un color gris bastante obscuro y toda la nube da la sensación de ser de gran espesor. Por lo general, cuando existe este tipo de Sc, la intensidad de la luz solar se ve considerablemente disminuida. Con frecuencia le dan un aspecto amenazante al cielo.

La coexistencia de Sc típicos y Cu con sus bases a diferentes niveles, se codifica CL-8. En estos casos, casi siempre los Cu tienen sus bases más bajas que los Sc y se ve claramente que el Cu está penetrando la capa de Sc que está un poco más arriba. A veces los Cu se ven sobre las sierras que existen alrededor de la estación y los Sc ocupando parte del cielo por encima de la estación y en una dirección diferente a la que se ve los Cu. Los Sc rara vez dan precipitación y cuando lo hacen es del tipo llovizna o de lluvia muy ligera o ligera. Cuando esto ocurra, la codificación es CL–7 o CM–2 pero si está o no ocurriendo precipitación y es evidente que el aspecto del Sc es ondulatus u opacus, codifíquese con CL–5.

Siendo frecuente la formación de Sc ondulatus y opacus por debajo de la base en un Cb en estos casos la nube es particularmente obscura, pudiendo presentar un color azul negro muy intenso y a veces, casi morado oscuro. Cuando este sea el caso, la capa debe ser considerada como 'gruesa' y la combinación nublosa codificase con CL–9. Si en el momento de la observación o un poco antes cayó un chubasco, no habrá duda alguna de que hay un Cb por encima de la capa Sc. Así mismo, si se oyen truenos, la identificación del tipo CL–9 será totalmente evidente.

Finalmente y puesto que en la atmósfera se produce con frecuencia el ascenso de las bases de una capa nubosa, cuando los Sc especialmente los translucidus elevan sus bases, evolucionan paulatinamente hacia la forma Ac. En estos casos puede haber dudas acerca de si se trata de un Sc o de un AC. Lo mismo sucede cuando los Sc forman sus bases a niveles muy altos. Cuando haya dudas sobre esta particular, extendiéndose el brazo hacia arriba y con los tres dedos centrales de la mano, extendidos en ángulo recto respecto al brazo, véase si los glóbulos rebasan los tres dedos, si es así la nube es Sc; y si los tres dedos extendidos ocultan por completo a los glóbulos o si estos apenas rebasan la nube, es Ac. Este criterio deberá seguirse siempre que haya dudas acerca de cual de estos dos tipos nubosos es la capa que se está observando.

6.- <u>Stratus y/o fracto- St pero no fracto-St de mal tiempo</u>

St o pedazos de ésta o ambos pero que no se ven como los fracto-St de mal tiempo.

Esta nube presenta a veces muchas dificultades para identificarla, especialmente por lo difusa que casi siempre se ve su base. Muy a menudo, se observa que la base presenta desgarramientos, si estos se ven muy obscuros y la condición del cielo en general no tiene aspecto amenazante, la nube se codifica CL–6. Por el contrario, si los desgarramientos se ven particularmente obscuros y entre sus intersticios se puede observar una formación nubosa más arriba y que dará la impresión de estar como iluminada por dentro, se debe codificar CL–7.

Lo más frecuente es ver una capa nubosa que oculta todo el cielo, con base sumamente pareja pero que no se puede distinguir muy bien a que nivel se encuentra. En este caso es un CL–6.

La nube St produce precipitación del tipo llovizna en cualquiera de sus intensidades y con carácter contínuo. La presencia de una mancha nubosa, gris, de base difusa pero pareja y de precipitación de llovizna, son signos inequívocos de una codificación CL–6.

Los St se disipan con relativa facilidad por calentamiento solar especialmente los que se han formado por radiación terrestre nocturna.

Cuando comienza a disiparse se rompe la continuidad de la capa y lo que se conserva son pedazos de nube, que se ven muy blancos y como abultados. En este caso, aun cuando presente un aspecto de Cu humilis, no se codifica CL-1, y se insinúa observar continuamente el cielo, así como también el techo, pues, este varía constantemente cuando existe una capa de St, lo que a su vez insinúa mediciones continúas de techo, en especial con fines aeronáuticos. A veces, en el proceso de disipación, los St comienzan a elevar sus bases y evolucionan hacia la forma Sc., antes de empezar a disolverse. En estos casos, si la nube tiene claramente el aspecto de Sc, se codifica CL–5 a partir del momento en que presenta este aspecto.

7.- Frato-St y/o frato-Cu de mal tiempo, generalmente por debajo de las bases de As o Ns.

Pedazos de St o de pequeños cumulitos de mal tiempo que se ven con bordes desgarrados y obscuros, por lo general, debajo de las bases de los As y Ns. Esta es una nube que es importante saber reconocer con propiedad, porque su presencia sobre una localidad está indicando la probabilidad de precipitación y condiciones adversas de tiempo, en forma inminente. Las nubes de este tipo le dan un aspecto "amenazante" al cielo y da más la impresión de que ya va a llover; se ven como pedazos de nube, muy desgarrados, cambiando constantemente de forma, muy oscuros, a veces casi negros. Entre sus intersticios se puede observar la capa de Ns o de As, por debajo de cuyas bases se encuentran.

Cuando existe este tipo de nubes, puede estar lloviznando, lloviendo o nevando en cualquiera de los grados de intensidad que se producen en la precipitación. Sin embargo, se previene al observador de que no es necesario que esté ocurriendo precipitación para que exista este tipo de nubosidad. Basta con observar pedazos nubosos, desgarrados, de color gris obscuro, a veces casi negra para que la codificación apropiada sea la CL–7.

Cuando se forman por debajo de las bases de As , se les ve bastante altos y entre los intersticios que dejan su desgarramiento, es posible advertir la presencia de los As la cual se ve de un color gris más claro que el que presentan los fracto-St o frato-Cu de mal tiempo. Cuando se forman por debajo de la base de un Ns, se les ve a niveles mucho más bajos y entre los intersticios, se observa una capa nubosa bastante más brillante que parece estar como iluminada por dentro.

El aspecto que tienen las nubes desgarradas de mal tiempo, (como también se denomina a otro grupo nuboso) que se forma por debajo de Ns o As adquiere muchas veces más o menos el mismo aspecto cuando se forma debajo de Cb. En este último caso, se codifica CL–9. El criterio más sencillo a seguir, para distinguir entre uno y otro número de código es la siguiente: si la capa nubosa que se ve más arriba presenta un color más brillante que los frato-St o frato-Cu de mal tiempo, se trata de CL–7, pero si la nube que se ve más arriba presenta un color gris más oscuro todavía o igualmente amenazante, quiere decir que dicho frato-St o frato-Cu se encuentran por debajo de un Cb y toda la combinación nubosa debe codificarse CL–9.

Cuando comienza la precipitación especialmente cuando es de intensidad fuerte, es frecuente no poder ver los frato-St o frato-Cu, ya sea porque la precipitación no permite verlos o porque se ha disipado a causa de ella. Cualquiera que sea la causa que este impidiendo reconocerlos, se codifica CM–2 o CL–7, según la altura a que se vea la capa nubosa.

8.- Cu congestus o humilis y Sc que no sean cumulugenitus o vesperalis, con bases a diferentes niveles. Por lo general el Cu tiene las bases más bajas que los Sc. Si no se cumple lo que se dice, la codificación se hace de acuerdo con el tipo de nube que esté predominando. Una característica muy notable de esta combinación nubosa, es que por lo general todos los Cu forman sus bases más abajo que los Sc y es claramente visible la penetración en los Cu en la capa de Sc. Muchas veces se ve una capa de Sc con bases bastantes parejas, pero en alguna parte de su extensión, hay un claro azul, por el cual es posible advertir la presencia del Cu, y la base de éste se ve un poco más abajo que la de los Sc. En estos casos se codifica CL–8.

9.- Cb capillatus o incus, con o sin Cu, Sc o St.

Cb que tiene una cúspide que muestra claramente forma de yunque y en cuya base por lo general, existe nube de rollo con o sin Cu, Sc o St. Es la típica nube Cb, con cúspide en forma de yunque. Tanto el Cb calvus como el incus, son las única nube que puede dar origen a chubascos de granizo y a tormentas eléctricas. Por consiguiente cuando las características que sirven para individualizar las nubes no pueden ser observadas, la existencia de chubasco, o de granizada o de truenos es suficiente para saber que se trata de un Cb de cualquiera de los dos tipos que se nombran. Cuando se tenga duda acerca de cual tipo codificar, si CL–3 O CL–9, téngase en cuenta lo siguiente:

a) Se codificó CL3 cuando la cúspide del calvus es claramente visible, a fin de estar seguro de que se trata de este tipo de nubes Cb.
b) Si la nube se encuentra sobre la estación y no es posible observar la cúspide, se codifica CL–9, especialmente si se ven desgarraduras y movimiento en los elementos desgarrados.
c) Si se observa la nube de rollo, ya sea porque su aspecto la hace evidente o porque presenta un color muy obscuro, dándole un aspecto amenazante al cielo, se codifica CL–9.
d) Cuando se observa la presencia de fracto-Sc o fracto-Cu de mal tiempo, por debajo de la base de un Cb, siempre se codifica CL–9.

Cuando la nube presenta claramente su cúspide en forma de yunque como cuando no se observa ninguna de las características a, b, c, d se codifica CL9 sin ninguna duda.

Con frecuencia se observan virgas desprendiéndose de la base del Cb. En estos casos cuando la nube no se encuentra sobre la estación será fácil observar su cúspide, son base particularmente obscura, a veces de color azul-negro, y en ciertas ocasiones de un color morado oscuro. Cuando se observan estos colores es evidente que la nube de rollo existe en la base del Cb y no deberá haber ninguna duda acerca de su codificación CL-9.

Especificaciones detalladas de los códigos para nubes medias Cm- nubes medias: tipos As y Ac.

0.- No hay nubes medias

1.- <u>As, traslucidus</u>
Capa delgada, casi transparente de As, a través de la cual el sol o la luna pueden verse deformados como si se les estuviera mirando a través de un vidrio despulido. Esta nube se puede presentar muy delgada o bastante gruesa. La primera puede ser fácilmente confundida con Cs. En estos casos la diferencia del Cs es que en alguna parte de su extensión presenta sombras, por tenues que sean. Si se es posible observar dichas sombras en la capa nubosa, se codifica CM-1. Si no se pueden ver sombras en ninguna parte de su extensión y está dando un tono lechoso al cielo, es un Cs y se codifica CH–7 si está ocupando todo el cielo y si no está todo el cielo cubierto, se codifica CH–8. Cuando el As tiene mucho espesor pueden tenerse dudas sobre si codificar CM–2 o CM–1; en estos casos, se recomienda:

a) Si el sol o la luna pueden ser vistos, difusamente y el disco del astro se ve deformado, todavía es As traslucidus y se codifica CM-1. Si el disco solar o lunar apenas se adivina o no se ve, la nube es As densus y se codifica como CM-2.
b) Si el As traslucidus se caracteriza porque deja pasar la suficiente luz solar como para que los objetos produzcan sombras en el suelo. Si este es el caso aun cuando no se puede ver el disco solar o lunar, se codifica CM-1
c) El As translucidus nunca produce precipitación. Por consiguiente, si se observa una capa de As y está precipitándose, se codifica CM-2.

Cuando existan dudas acerca de si la nube que se tiene encima es un As o un Cs, recuérdese que la única nube que puede dar lugar a la formación del halo es el Cs. Por consiguiente, habiendo dudas, si hay halo, se codifica CH-5, CH-6, CH-7, CH-8, según el caso y de acuerdo con los criterios para esta codificación. Raras veces el As translucidus se presenta asociado con Ac. Cuando este sea el caso, toda la combinación nubosa, se codifica como CM-7.

2. <u>As opacus o Ns.</u> Capa gruesa de As o Ns que frecuentemente presenta fracto-St o fracto-Cu de mal tiempo. A veces por la posición del sol o de la luna se puede no permitir el suficiente paso de luz, como para que los objetos proyecten sombra sobre el suelo. Se ha codificado con el mismo número de código los dos tipos nubosos mencionados, por las siguientes razones:

a) Porque los Ns pueden formar sus bases a muy diversas alturas. A veces sus bases están tan

bajas que debe ser considerada de la familia de las nubes bajas. A veces sus bases están a una altura tal que debe ser considerada como una nube media.

b) El aspecto de las bases de ambas nubes es muy semejante especialmente cuando el As es demasiado grueso.

c) Es sumamente frecuente el caso de formación de nubes bajas rasgadas de mal tiempo por debajo de las bases de ambos tipos nubosos. Cuando dichas nubes se forman, es muy difícil determinar si la nube que se encuentra por encima es un As o un Ns.

d) Por consiguiente, se decidió codificar en el mismo número ambos tipos nubosos. Cuando esté cayendo precipitación del As se le clasifica como "precipitans". Se le da este nombre únicamente para hacer una diferencia entre el caso en que está produciendo precipitación y cuando no lo están produciendo. La codificación es la misma.

Cuando no existe precipitación y la nube no tiene el suficiente espesor, puede haber dudas acerca de la correcta codificación, porque se puede pensar que a lo mejor la nube que existe es un As translucidus. El criterio que debe seguirse insinúa tener en cuenta los 4 puntos anteriores. Es frecuente observar la combinación de As y Ac. Esta combinación puede presentarse en cualquiera de los siguientes casos:

a) Capa de As con caracteres parciales de Ac. En este caso se ve una capa de As que en alguna parte de su extensión presenta aspectos de Ac.

b) Capa de Ac con caracteres parciales de As. En este caso se ve una capa de Ac que en alguna parte de su extensión presenta aspecto de As.

c) Una capa de As y una capa de Ac a diferentes niveles. La diferencia de altura de las bases de ambos tipos de nubes es claramente visible. Cualquiera que sea la manera como se presente la combinación de As y Ac se codifica CM-7. Cuando haya nubes bajas rasgadas de mal tiempo y entre cuyos intersticios sea posible ver la capa de un color gris más claro, correspondiente al As o Ns, se codifica CL-7 y CM-2. Si las nubes bajas de mal tiempo están tan compactas que no es posible distinguir al Ns o As, se codifica CL-7.

3 Ac traslucidus a un solo nivel. Capa delgada semitransparente de Ac con base de aspecto globular. No se observan cambios en los elementos de la nube y todos se encuentran a un mismo nivel. Esta es la nube que le da un aspecto aborregado al cielo. Su base se presenta casi siempre con formas globulares, lo que le da un aspecto reticulado a la misma. Entre glóbulo y glóbulo, existe por lo general, claros por los cuales es posible ver el cielo azul o las nubes que existen arriba. Toda la base se ve bastante clara, con algunas sombras en el centro de los glóbulos y los bordes de estos siempre se ven más claros y a veces un poco desgarrados. La base de los Ac translúcidos puede o no presentar sombras, pero cuando las hay nunca son demasiado obscuras, las citadas, son casi estacionarias y casi no aumentan de espesor. Este tipo de Ac puede verse en dos capas con bases a diferentes niveles. En estos se clasifica como "duplicatus" y se codifica como CM-7. En las tardes, los Ac son los que dan el hermoso color amarillento-rojizo de los arreboles, los cuales adquieren tonalidades muy bellas, en las costas oestes de los continentes. La coloración puede variar mucho en tonalidades y se debe al reflejo de los rayos solares en la base de la nube cuando el sol está lo suficientemente bajo, como que los está iluminando desde abajo. El fenómeno luminoso de "corona" alrededor del sol o la luna, por lo general lo produce el Ac translucidus, se codifica pues como CM-3 a menos que los Ac estén arreglados en bandas más o menos paralelas , cuyo caso se codifica CM-5. Con frecuencia, los Ac elevan paulatinamente sus bases y puede llegar un momento en que están tan elevadas que parecen Cc. A medida que se van elevando, lo mismo que los Sc los glóbulos se

van achicando hasta llegar un momento que tiene un aspecto muy similar al de los Cc. Cuando esto sucede a veces es difícil decidir si se trata de Ac translúcido o Cc. La decisión se toma de acuerdo a los siguientes aspectos:

a) Si los globulitos presentan una que otra sombra, se trata de Ac muy altos y quiere decir que no toda la nube está compuesta de cristales de hielo.
b) El tamaño de los globulitos. Si estos se ven, todavía son un poco grandes, todavía son Ac y, si son realmente pequeños, ya son Cc. Los Ac translucidus pueden presentarse en pedazos aislados de nubes, en vez de en capas de relativa extensión. Cuando éste es el caso, se codifica CM-4

4 Ac translucidus en parches (a veces del tipo lenticularis) que se están transformando continuamente y/o se presentan en diferentes niveles. Capa delgada semitransparente de Ac que se presenta en parches aislados en diferentes niveles. A menudo adquieren forma lenticular o de almendra. Lo anotado en el párrafo anterior a esta CM-4 no es muy común, lo más frecuente es que cuando los Ac se presentan en forma aislada, especialmente cuando no hay otras nubes presentes, es cuando adquieren forma lenticular. Cuando tienen esta forma se ven como una lente biconvexa vista de lado. Cuando adquieren este aspecto, se les ve solas en el cielo, sin que haya otras nubes presentes. Sin embargo, puede darse el caso de verse Ac lenticulares al mismo tiempo que existen Cu aisladas o Ci, especialmente filosus.

El Ac debe codificarse CM-4 cada vez que se le ve en pequeños pedazos aislados de Ac traslucidus o cuando adquiere la forma lenticularis. En ambos casos no forma capa y casi nunca llegan a cubrir 2/8 de cielo. Los lenticularis se forman por lo general por encima de los cerros. Su presencia está demostrando la existencia de fuertes corrientes verticales por encima de la cúspide de los cerros y que en su interior hay fuerte turbulencia. Por esta razón, si se la observa con atención por unos cuantos minutos, se verá que está cambiando constantemente de forma.

Con bastante frecuencia los Ac traslucidus (CM-4) se presentan como en rollos paralelos o que parecen converger hacia una determinada dirección del horizonte. Se dice que en este caso los Ac están en "bandas polares". Se les llama "bandas polares" porque da la sensación de que cada banda es aproximadamente circular y concéntrica con las demás y porque frecuentemente se les ve como converger hacia un punto del horizonte. Cuando los Ac se presentan así, se codifica CM-5.

Al atardecer, los últimos rayos solares suelen darle coloraciones sumamente llamativas y variadas. Iluminado con o sin diferentes colores, siempre el Ac lenticulares presenta sombras bien marcadas en alguna parte de su escasa extensión.

5 Ac translúcidos en bandas o en capas que sistemáticamente están invadiendo el cielo y que por lo general se están espesando. A veces transformándose hacia la forma de opacus o duplicatus. Ac delgados y semitransparentes que se presentan en parches (a veces bandas polares) o que se presentan a un nivel del cual van invadiendo al cielo gradualmente y evidentemente se están espesando. Pueden presentarse de un color bastante oscuro (opaco) o en dos niveles (duplicatus).

La característica fundamental de estos Ac es que se les ve avanzar sobre el cielo. Comienzan a verse hacia lo lejos, hacia alguna dirección del horizonte y paulatinamente se les ve cubriendo más y más el cielo. Se diferencian de los CM-3 en que el avance sobre el cielo y el aumento de su espesor es evidente en los CM-5, en cambio los CM-3 se ven más o menos estacionarios, es decir que no avanzan ni aumentan de espesor. Además las bandas de los CM-5, son claramente observables. A veces, cuando las bandas no son muchas (sólo una, dos o tres) aquella que está más cerca del observador presenta evidentes protuberancias verticales en la parte superior de la capa. En este caso la nube se clasifica como "castellatus" y se codifica CM-8. Debe

advertirse al observador que este aspecto de los Ac en bandas es más bien raro y que en lo posible, no se trate de identificarlo como CM-8, dando preferencia a los CM-5, cada vez que se observan dos o más bandas paralelas o convergentes. Ver último párrafo CM-4.

6 Ac comulugenitus. Ac que se han formado por la extensión horizontal de la cúspide en los Cu. Cuando las nubes cumulus encuentran en su desarrollo una capa donde exista una inversión de temperaturas de relativa consideración, sus cúspides comienzan a extenderse, dando origen a una nube que puede llegar a tener una extensión considerable horizontalmente. Esta capa así formada presenta en su base un aspecto típico de Ac, se le denomina comulogenitus por provenir de Cu.
La base de estos Ac se ve de un color gris bastante obscuro, los bordes de la capa se ven más claros, y desgarrados. Toda la capa se ve bastante abultada, nunca cubre todo el cielo y casi siempre se ve como una banda alargada, como una manga, que se extiende en una cierta dirección del cielo. Con frecuencia se observa todavía los Cu que le dieron origen. Cuando todavía hay Cu, éstos deben codificarse en CL-2 y los Ac en CM-6. Cuando los Cu han adquirido un considerable desarrollo vertical, antes de que sus cúspides se extiendan, deberá hacerse una clara distinción entre Ac cumulugenitus y la extensión horizontal del yunque del Cb incas. La extensión horizontal cirrosa de éste, se ve muy blanca y sedosa, como característicamente se ven todas las nubes de tipo cirrus, en cambio el Ac comulugenitus presenta intensas sombras en su parte central, lo que hace evidente que todavía contiene gotitas de agua líquida. Los Sc cumulugenitus y los Ac cumulugenitus tienen un gran parecido, pero se diferencian principalmente en la altura a que se encuentran sus bases . Los Sc se forman por el aplacamiento de los Cu, especialmente de los humilis, en cambio los Ac se forman por la extensión horizontal de las cúspides de los Cu, lo que lo hace fácilmente comprensible que sus bases se encuentran bastante más altas que los de los Sc cumulugenitus.

7 Ac duplicatus u opacus que no aumentan o As y Ac. Se pueden presentar en cualquiera de los casos siguientes:

a) Dos capas de Ac de base bastante obscura en alguna de sus partes y que no aumentan.
b) Una capa bastante gruesa y opaca de Ac que no aumentan.
c) As y Ac, ambos existiendo al mismo nivel o niveles diferentes.

Además de las combinaciones de As y Ac considerados en la codificación de As opacus o Ns, aquí los Ac pueden dar lugar a otras combinaciones. Cuando no se presentan en una capa de As dándole un aspecto de Ac a una cierta parte de la extensión de la base de As, pueden presentarse en dos o más capas de Ac, con bases a diferentes niveles, en cuyo caso se les clasifica duplicatus y codifica como CM-7. No es raro observar Ac en bandas convergentes a diferentes niveles. La capa superior convergiendo hacia un punto del horizonte y la inferior hacia otro punto del horizonte. En este caso también se trata de un Ac duplicatus y debe codificarse CM-7.
A veces, una capa de Ac. translúcidus, con glóbulos bien formados y distintos, comienza a espesarse y en alguna parte de la extensión de la base, los glóbulos se funden unos con otros, adquiriendo esa parte de la base, aspecto de As. Aquí se codifica CM-7. Así mismo, una capa de As o de Ns de poco espesor, puede evolucionar hacia la forma Ac. En la etapa de transición, la nube también se codifica CM-7. Los Ac opacus presentan a veces unas bases en la que no es posible distinguir claramente la estructura del Ac, debido a lo espeso de la nube y a su color gris demasiado oscuro. En este caso, también se codifica CM-7.
Los Ac que deben codificarse como CM-7 se distinguen de los que se codifican CM-3 en que son más gruesos, se ve claramente que tienen mayor espesor y presentan un color gris más obscuro. Cuando tienen sombras, estas son más intensas en los CM-7 que en los de cualquier tipo.

8 Ac. cumuliformis (flocus o castellatus), Ac que suele tener forma como de Cu cuyas cúspides presentan formas de torrecillas. Este tipo nuboso es más bien raro de observar motivo por el cual se previene al observador de que se abstenga de codificarlos, a menos que la nube tenga en forma muy clara, las características que se describen a continuación:

a) El Ac flocus se ve como si fueran pequeños cumulus de base no uniforme y de bordes muy desgarrados. Por lo general se ven aislados, con sus cúspides en forma de pequeñas torrecillas y con evidente desarrollo vertical, aun cuando éste puede ser de poca consideración.

b) Los Ac castellatus, se presentan más bien en bandas pero con su parte superior en forma de pequeñas torrecillas. En estos Altomulus la base es más pareja que en el caso de los Floccus y las torrecillas de la superior de la nube suelen tener mayor desarrollo que en los floccus. La base presenta un color gris claro con algunas sombras de poca intensidad. En general, los castellatus parecen pequeños Cu sin base.

Los Ac castellatus se parecen mucho a los translúcidus que se codifican CM-3. Si el desarrollo vertical de sus cúspides no se pueden observar se codifica CM-3.

El observador nunca debe tratar de adivinar el aspecto que una nube puede tener por encima. Por consiguiente, si el aspecto de torrecillas que debe tener la cúspide de los castellatus no puede ser claramente observada, codificarlo como CM-3. Se insiste nuevamente "raras veces se ven los Ac con una forma típicamente Castellatus o Floccus". Por consiguiente, estos se codifican CM-8, obsérvese la nube con cuidado.

9 Ac de cielo caótico generalmente a niveles diferentes, con frecuencia se observan Ci. Las nubes Ac no se observan debido a obscuridad, niebla o tolvanera o cualquier otro fenómeno de obstrucción a la visión que impida ver el cielo debido a que exista una capa completa de nubes más bajas. Cielo caótico (nubes de todas clases, a todos los niveles) observándose predominancia de Ac de diferentes niveles y a veces con Ci densus. Este aspecto del cielo es raras veces observado en los trópicos. Es más comúnmente visto en las regiones de las latitudes medias o altas. Consiste en una asociación de Ac a varios niveles, con velos cirrosos y Ci densus más arriba, frecuentemente asociados con nubes a casi todos los niveles y de casi todos los tipos conocidos, ninguno de ellos presentando capa continua ni tampoco en la superficie cantidad como para considerarla predominante, motivo por el cual no puede codificarse de acuerdo con el o los tipos que cubran mayor cantidad de cielo. Por lo general las nubes se presentan en pedazos con bordes muy desgarrados y poco definidos.

Todas estas características confunden al observador y no le permiten hacer una clara distinción de los tipos nubosos presentes; En estas condiciones, la combinación total de CM-9.

Cuando se haya codificado CM-9 no deberá asignarse ningún número de código para las nubes bajas ni altas. Sin embargo, si se observa claramente la presencia de Cu congestus o Cb, estos deberán ser indicados en las nubes CL, dando preferencia a los Cb, sobre los Cu congestus si se observan simultáneamente ambos tipos. Cuando el cielo presenta un aspecto fácil de clasificar, es muy difícil de identificar. Por esto no debe intentarse clasificar cada grupo nuboso y con el solo hecho de clasificar toda la situación como "cielo caótico" la codificación CM-9 es la apropiada.

Especificaciones detalladas del código para las nubes altas

En las bajas latitudes las nubes altas tienen poca significación sinóptica pero en las medias si la tienen, motivo por el cual la mayor parte de los libros de meteorología que incluyen las especificaciones de código para esta familia le dan mucha importancia.

CH nubes altas- tipo Ci, Cs y Cc

0. No hay nubes altas.
1. Ci filosus esparcidos y que no aumentan. Filamento o hilos cirrosos aislados en el cielo que no forman capa continua y que no aumentan. se presenta como largos filamentos de nubes compuestas de cristales de hielo. Por abundantes que sean nunca llegan a formar capa continua. Pueden presentarse en una gran variedad de formas, todas ellas tienen como características distintivas el aspecto fibroso de hielos o filamentos. Este tipo de Ci cuando se presenta en el cielo da la impresión que su cantidad no parece aumentar ni con el tiempo ni en alguna dirección determinada. Tampoco presenta tendencia a que sus elementos fibrosos se fusionen como para llegar a formar una capa continua.

   Cuando los cirrus filosus se presentan abundantes, llega un momento en que parece que los filamentos comienzan a entremezclarse y, al poco rato, se ven manchas bastantes densas, a partir de las cuales los filamentos se desprenden y se entremezclan. Cuando el cielo ofrezca este aspecto, la combinación nubosa se codifica CH-4.

   En las latitudes medias, la primera aparición de este tipo nuboso de Ci es con frecuencia indicio de que se viene acercando una perturbación a la estación. En las latitudes bajas, son observados con mucha frecuencia, sin que ello traiga ninguna consecuencia ulterior.

   Este tipo de Ci se diferencia de los codificados como CH-2 por lo fibroso y delicado de su aspecto. Además, porque no se presenta en manchas de gran extensión ni da la sensación de tener espesor. Con frecuencia se observa una mancha cirrosa de cierto espesor con una gran cantidad de filamentos de ambos lados de ella. Se dice en estos casos que la nube tiene aspecto de "espina de maquerel" y se codifica CH-1. No hay ninguna probabilidad de confundirla con las nubes que se codifican con CH-3, ya que en ningún momento adquieren forma de yunque ni se ven muy espesas, características que son típicas en los CH-3.

   A veces podrían existir dudas acerca de si se debe codificar CH-1 o CH-4. Los primeros se diferencian de los segundos en que estas, las CH-4, se presentan en forma de penachos en cuya cabeza se ve una mancha de un cierto espesor. Además los uncinus muestran sus elementos fibrosos mezclándose entre sí, lo cual no sucede con los filosus. Con frecuencia se presentan asociados con Cs. Cuando este es el caso, se codifican CH-8, si no están cubriendo todo el cielo. También es relativamente frecuente observarlos asociados con Cc. Deberá codificarse CH-1 si los Cc no están predominando, pero si la nube predominante es la de Cc, se codifican CH-9.

   En las latitudes medias tiene mucha significación sinóptica el observar estas Ci por debajo de los 45° de altura sobre el horizonte o por encima de los 45°. Cuando se ven por debajo de los 45° y que sea aparente su avance sobre el cielo, se codifica como CH-5, si se les ve por encima de los 45° y avanzando sobre el cielo, se codifican CH-6.
2. Ci densus, en parches, que no aumentan y que a veces se parecen a la parte superior de un Cb.

   Ci bastante espesos que se presentan en manchas aisladas en el cielo y que a veces hacen suponer, pero no con certeza, que son restos de la cúspide de un Cb.

   Antiguamente se les denominaba "Ci falsus" por el gran espesor que suelen presentar. Se ven como manchas de relativo tamaño, de un color muy blanco, sin sombras y con bordes que a veces presentan pequeños desgarramientos pero lo suficientemente pequeños como para no ser confundidos con Ci filosus o uncinus. Con frecuencia las manchas son muy abundantes en el cielo, pero nunca llegan a formar capa contínua. Por lo denso de su aspecto, con frecuencia suelen ser confundidos con el Ci nothus. Se diferencian de éste en que no presenta forma de yunque ni está asociado a nubes del tipo Cb. Cuando de casualidad sea visto con una forma muy parecida a un yunque un tanto deformado, pero en sus inmediaciones se vean o hayan sido observados Cb, se codifica CH-3.

   En las latitudes medias después de haber visto Ci filosas, es frecuente observar Ci densus. En las latitudes bajas pueden verse antes o después de las filosus, no existiendo ninguna relación entre ellos.

3. Ci nothus. Puede ser el resto de un Cb o la cúspide de un Cb distante cuyo cuerpo se vea. Ci en forma de yunque bastante espeso y que fácilmente se le suele confundir con un Ci densus (si hay dudas de que proviene de la cúspide mencionada y no presenta muy clara la forma de yunque, se codifica CH-2).

   Ci nothus, es la característica nube de la parte superior de un Cb incus. Sucede con frecuencia que en una determinada estación se ve solamente esta parte de la nube ya sea porque la parte inferior del Cb está oculta por otras nubes o por sierras cercanas a la estación o porque la cúspide se desprendió de la nube. En cualquiera de estos casos, se codifica CH-3 al reconocer su forma característica y que sea posible observar el resto de la nube. Con respecto a esta última frase, se previene al observador de no codificar (y naturalmente no incluir en el informe meteorológico) la combinación de CL9 y CH3. Ya que codificando CL-9 se da por entendido que la nube tiene cúspide en forma de yunque. El Ci nothus se codifica cuando no está acompañado con el Cb del cual proviene o cuando éste no es observable, ya sea porque está muy distante o porque se desprendió de él.

   Es muy fácil confundir un Ci densus con un nothus. El nothus da la diferencia fundamental porque a pesar de tener todo el aspecto del nothus, ya que se ve bastante grueso, el densus no presenta forma de yunque, que es característica del nothus.

   La forma de yunque no siempre es muy clara. Muchas veces, en el momento de observar a la Ci nothus, ésta hace ya mucho tiempo que se separó del Cb, en cuyo caso la forma del yunque ha casi desaparecido. Cuando la forma de yunque no se ve muy clara y esté casi totalmente destruída, se codifica CH-2 y con CH-3 cuando el aspecto sea inconfundible, cuando se tenga la certeza de que proviene de algún Cb incus. Este es el caso cuando no habiendo existido ni Ci densus ni nothus en las horas precedentes, se haya observado algún Cb en las inmediaciones. Nunca habrá posibilidad de confundir un Ci nothus con un densus o con un filosus, por lo que no se incluirán aquí criterios para diferenciar estos tipos nubosos.

4. Ci uncinus. Invadiendo sistemáticamente el cielo y espesándose en forma visible.

   Ci a menudo en forma de ganchos o de manchas cirrosas o filamentos que se entrelazan unos con otros. Se les ve avanzar sobre el cielo y espesarse poco a poco. Este tipo de Ci es bastante común en los trópicos y en las latitudes medias y es fácil confundirlos con los filosus, cuando se presentan muy abundantes. Sin embargo los Ci uncinus presentan un aspecto bastante característico que puede tener algunas de estas formas:

   a) Pueden verse como comas, con largos filamentos desprendiéndose de una mancha bastante más densa, muy esparcidas en el cielo.
   b) O pueden verse como manchas de Ci bastante densas pero de muy pequeña extensión, con filamentos desprendiéndose de cada una de ellas. Las manchas cirrosas de las cuales se desprenden los filamentos se encuentran bastante próximas unas de otras, de modo que los filamentos parecen mezclarse unos con otros. Es muy poco posible confundir este tipo nuboso con los CH-2 o con los CH-3. Con el único tipo nuboso que pudiera confundirse es con los filosus. Por lo tanto, se recomienda estudiar el CH-1.

5. Ci en bandas polares y/o Cs que sistemáticamente está invadiendo el cielo y espesándose poco a poco. El borde delantero de la masa cirrosa se encuentra por debajo de los 45° de altura. Ci y/o Cs a menudo se presentan en bandas polares y se les ve convergir hacia un punto del horizonte y avanzar sobre el cielo, pudiéndose ver que se están espesando. El borde delantero de toda la capa nubosa no sobrepasa los 45° de altura. En las latitudes medias es frecuente ver que una capa de Cs, acompañada de Ci o sola, comience a avanzar sobre el cielo y en el momento de la observación se les pueda ver por debajo de los 45° de altura sobre el horizonte. En este caso se codifica CH-5,

sin considerar que clase de Ci son. Basta que exista la combinación de Ci y Cs, que se encuentren por debajo de los 45° y que su movimiento hacia el cenit sea evidente. En los trópicos esta sucesión nubosa no es tan frecuente, y cuando se presenta no tiene ninguna significación sinóptica. En cuanto a dudas, el único caso puede ser el siguiente: Ci y/o Cs por debajo de los 45° y Cc en alguna parte del cielo o directamente asociados con ellos. Si los Cc no están predominando en cantidad, se codifica CH-5, de lo contrario, se codifica CH-9.

6. Igual que en el CH-5 pero ahora el borde de la capa sobrepasa los 45° de altura. Todas la consideraciones que se hicieron en el caso anterior son aplicables para este caso, sólo que ahora los Cs y/o Ci deben codificarse por encima de los 45° de altura sobre el plano del horizonte.
7. Cs que cubran todo el cielo. Es frecuente que una capa de As translucidus se presente tan delgada que se pueda confundir con un Cs. Si hay halo no habrá ninguna duda que se trata de Cs, ya que ésta es la única nube que puede dar orígen a este fenómeno luminoso. Si cubre todo el cielo se codifica CH-7, si se ven claros azules en los cuales es evidente que no hay nubes, se codifica CH-8.

   Los Cs se presentan con frecuencia asociados con otros tipos de Ci, especialmente con Cc. Si la cantidad de Cc es pequeña en comparación con la cantidad de cielo que está cubriendo el Cs, se codifica CH-5 (ver el caso de duda en CH-5) o con CH-6 (ver CH6) o con el CH-8 (ver CH-7). Si la capa de Cs es relativamente pequeña en extensión y los Cc predominan en cantidad de cielo cubierto, se codifica CH-9.
8. Cirrustratus que no aumentan y que no cubren todo el cielo. Cs que no están cubriendo todo el cielo y con frecuencia se les ve asociados con otras Ci o con Cc. Se trata de la misma combinación nubosa descrita en el CH-7. El único criterio que debe tenerse en cuenta por codificar con CH-7 o CH-8, es este: si está cubriendo totalmente el cielo, se codifica CH-7, pero si una parte no está cubierta por esta combinación nubosa, se codifica CH-8. En ambos casos puede presentarse halo y su presencia únicamente debe servir para indicar que existe Cs. El halo de ninguna manera debe indicar que el cielo está cubierto por los Cs.
9. Cirrocumulus. Cc solos o asociados con otros Ci o con Cs pero la cantidad de Cc es dominante. Cuando están asociados con otros Ci no se codificarán CH-9 a menos que los Cc estén dominando en cantidad. Con frecuencia se les ve asociados con CH-1 y CH-8.

   Es una de las más hermosas nubes de la familia de las nubes altas, no es muy frecuente pero tampoco es rara. comunmente se le ve asociada con Ac, con otros Ci o con Cs. Como su formación ofrece algunas dificultades de carácter físico, se recomienda no codificar CH-9 a menos que el observador esté seguro de lo siguiente:

   a) Que haya evidencia de la conexión con otros tipos de Ci o de Cs.
   b) Que el proceso de formación de Ci o Cs haya sido realmente observado.
   c) Que la nube presente evidencias de su constitución de cristales de hielo.

   Si el observador no está seguro de estos otros tres factores no debe codificar CH-9. El motivo para esta recomendación está en las dos razones siguientes:

   1. La formación de este tipo de Ci no es muy frecuente debido a que no siempre se reúnen las condiciones físicas que se requieren para su formación.
   2. La predominancia de este tipo nuboso es importante para considerar su codificación. A menos que realmente esté cubriéndo menor cantidad de cielo que cualquier otro tipo nuboso, no se codifica CH-9.

   A menudo se le ve asociado con Ac ya que éstos, cuando elevan sus bases, pueden evolucionar a la forma de Cc. La misma recomendación anterior, si la cantidad de Cc no es mayor que la de Ac, se codifica CM-3 o CM-5 según sea el caso y de acuerdo

con lo establecido en el último párrafo de CM-3 y también en CM-5 y párrafos siguientes.

Con frecuencia ocurre que se ven Cc en los bordes de Ci densus o de Ci filosus los cuales están asociados con otros tipos nubosos. En estos casos se da preferencia a los Ci densus o filosus y no es necesario mencionar la presencia de Cc que evidentemente deben estar en minoría.

NOTAS:

Virga: La formación de una nube nimbus va acompañada siempre de la pérdida de contornos definidos de las nubes que le dan vida. Un cielo grisáceo y uniforme es la primera consecuencia seguida luego por la caída de precipitaciones. Pero estas no siempre alcanzan el suelo, muchas de ellas se evaporan antes de que lleguen a tierra. En esos casos la nube nimbus se reduce a una cortina de lluvia o de nieve, llamada virga.

Mammatus: Nubes cuya superficie forma bolsas o mamas, dan su aspecto amenazante al cielo. Pueden considerarse como nubes Cu invertidas; se forman cuando penetra aire caliente y húmedo en un ambiente menos templado. Por el enfriamiento se produce una sobresaturación y la formación de las anotadas.

Visibilidad: Por visibilidad se entiende la mayor o menor claridad con que se ven y distinguen los objetos constantes. En particular con el término visibilidad horizontal se indica la visión paralela al suelo, y con visibilidad vertical, la visión dirigida al espacio.

La medición de la visibilidad es un problema complejo, los factores que determinan la visibilidad son:

a) Altura a la cual se halle el observador
b) Altura del sol
c) Objeto que se mira y ambiente que lo rodea
d) Dirección en que se mira

Ahora bien, puesto que la experiencia ha demostrado que mientras más lejos se encuentra un objeto prominente, más brillante se ve, en los manuales para observadores se recomienda que los objetos que se usen para estimar la visibilidad horizontal sean tan obscuros como sea posible, ya que mientras más claro sea el objeto más fácilmente se hace invisible, debido a la brillantez que adquiere con la distancia.

La apreciación de la visibilidad durante el día y la noche varía muy poco, excepto por la presencia de bruma y humo u otras impurezas del aire. Por lo general, la visibilidad durante la noche es tan buena como durante el día. Por consiguiente es erróneo pensar que porque no hay luz solar durante la noche la visibilidad deberá ser siempre menor que durante el día. Con frecuencia observadores mal entrenados, reportan visibilidad cero, en las noches porque creen que debe ser así, debido a la oscuridad. Si una luz cuya distancia es de 50 millas es vista desde la estación, la visibilidad en esa dirección es 50 millas o más, aunque sea de noche.

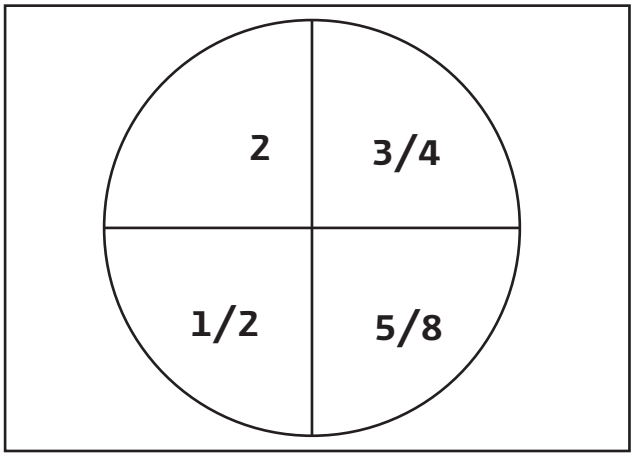
En aquellas localidades donde existen muchas fábricas o alta contaminación puede ocurrir que la visibilidad tenga una variación entre el día y la noche. En general puede decirse que debido a la inversión de superficies que por lo general se produce durante la noche, la visibilidad se ve notablemente restringida en el momento de la salida del sol y va mejorando paulatinamente en el transcurso del día. El mejoramiento de la visibilidad durante el día debe atribuirse al calentamiento de las primeras capas atmosféricas, el cual determina una mejor distribución de las impurezas del aire en dichos niveles, resultando una mejor visibilidad horizontal cerca del suelo.

Se recomienda a los observadores que en la noche, al salir a hacer la observación de la visibilidad, permanezcan en la obscuridad no menos de unos cinco minutos a fin de acostumbrar los ojos a la diferencia de iluminación entre la oficina en donde estaban trabajando y la oscuridad exterior. Evítese hacer la observación desde un punto demasiado iluminado por reflectores de otras luces.

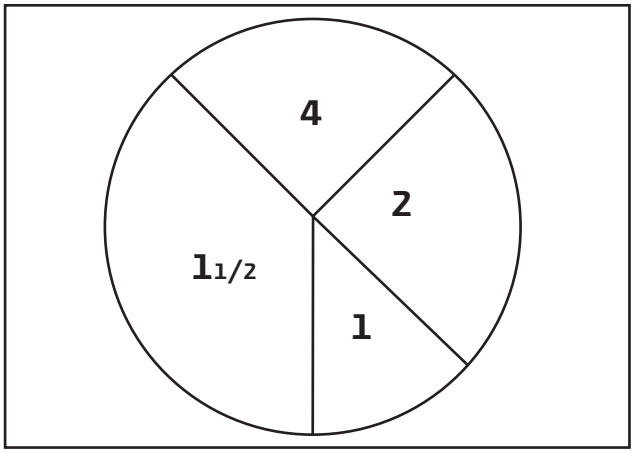
Visibilidad predominante. Es la máxima visibilidad que es común a todos los sectores que comprenden la mitad o más de la mitad del círculo del horizonte que

rodea la estación. Cuando las condiciones de visibilidad no sean uniformes en todas las direcciones porque existe humo, bruma o bancos de niebla que están restringiendo la visibilidad en alguna dirección, el círculo del horizonte debe dividirse a ojo, en tantos sectores como sea necesario, de modo que en cada uno de estos la visibilidad sea uniforme, independientemente del punto cardinal en que se les encuentre.

Un par de ejemplos, aclaran el concepto de visibilidad predominante.



En este caso la visibilidad predominante o prevalente es de ¾. Es el máximo valor que es común a los sectores que comprenden la mitad o más del horizonte. En este caso, los sectores a que es común la visibilidad de ¾ de milla, comprenden la mitad de la extensión del horizonte.



En este caso la visibilidad predominante es de 2 millas ya que esta distancia es la máxima que es común a los sectores que comprenden la mitad del círculo del horizonte.

Nubes noctilucentes
(resumen: Autor: J. Patton)

Estas nubes nocturnas, consisten en grupos de nubes paralelos, alargados y uniformemente espaciados y con aspectos generalmente parecido al Ci. En ocasiones se definen claramente contra el cielo oscuro y otras veces parecen tener de fondo un velo vaporoso y débilmente luminoso parecido al Cs, son de color blanco azuloso y aperlado y su altura varía entre 80 y 90 km.

Estas nubes parecen estar compuestas por materia que se forma o colecta en una capa a este nivel y durante la noche permanecen iluminadas en altitudes medias o altas por el sol.

Se observan durante el verano en latitudes entre 45 ° y 62 ° y pueden llegar a cubrir todo el cielo, aunque el observador sólo las vea en la parte iluminada. Siempre que han sido observadas parecen moverse hacia el Oeste.

La constitución de estas nubes es desconocida. Originalmente se creía que se debía a erupciones volcánicas grandes, ya que fueron vistas varias veces poco después de la gran erupción del volcán Krakatoa (1883), pero posteriormente se ha pensado que el origen es más cósmico que terrestre. La altura puede deberse a la presencia de una capa de inestabilidad entre los 60 y 80 km y la cual hace que el polvo de los meteoros ascienda y se conserve a 80 km debajo de una inversión. Existe también la remota posibilidad de condensación de vapor de agua por la baja temperatura existente a ese nivel.

Notas sobre clasificación termodinámica de las nubes de willet.

Los stratus bajos se forman por el enfriamiento por contacto o por radiación de la misma manera que la niebla. El levantamiento de la niebla por calentamiento o por turbulencia produce stratus bajos. Pero si cual-

quiera de estos dos efectos continúa el tiempo suficiente para producir un ardiente térmico vertical alto, los stratus se convertirán en stratocumulus y estos podrán disiparse si el calentamiento continúa. Stratus bajos se formarán cuando el enfriamiento sea insuficiente o el viento demasiado fuerte para permitir la saturación de la atmósfera desde la superficie. La formación de stratus bajos en la parte superior de la capa de turbulencia es favorecida por un movimiento ladera arriba del viento, con el enfriamiento adiabático correspondiente, y es dificultada por el calentamiento adiabático de un viento ladera abajo.

Nimbustratus, As y Cs. Son nubes altas stratificadas en su orden de altura. En las latitudes medias los Cs generalmente se ven a alturas de 18 a 25 000 pies, pero a bajas latitudes pueden ser más alta. La base del As normalmente está entre 8 y 18 000. Esta forma representa una capa de Cs que se ha espesado y ha descendido hasta formar un cielo cerrado gris uniforme que oculta al sol y la luna. El tipo de As que produce precipitación es llamado "precipitans", el Ns es un cerrado gris obscuro de aspecto pesado y que generalmente produce lluvia continua. Es la última etapa en el descenso de la capa nubosa cuando se acerca el mal tiempo. La base tiene de 3 a 8 000 pies de altura y el espesor puede llegar a 15 000 pies. Una capa baja de St frecuentemente es reportada como Ns, ya que la lluvia que cae a través de la capa parece estar produciéndose en ella. La secuencia de nubes stratificadas que muchas veces señalan la aproximación del mal tiempo, es resultado del ascenso de aire húmedo y caliente sobre aire frío. El Cs señala la orilla de la masa caliente que avanza. Esta secuencia es stratificada debido a que el aire caliente, en el cual se forman las nubes, se mezcla ligeramente con el aire más frío que está abajo. Como resultado, la base de la capa nubosa tiende a ser estable. Las cúspides del As y Ns pueden ser de forma convectiva si el gradiente térmico en los niveles superiores del aire caliente es alto. Cuando la precipitación es de gotas relativamente grandes y de intensidad variable, indicará actividad convectiva dentro de la capa. No obstante, para el observador en tierra, las nubes continúan siendo stratificadas mientras la convección de la parte superior no se extienda hasta la base de la capa. El crecimiento y unión del yunque del Cb también produce una capa nubosa de tipo Cs. La precipitación de capas stratiformes es siempre ligera, ya que el crecimiento de las gotas de agua requiere movimiento vertical fuerte en el aire saturado. Frecuentemente cae precipitación fuerte desde Ns, pero ésta se forma en la parte superior convectiva de la capa.

Cuando la capa nubosa es stratiforme en su totalidad, la precipitación es de gotas pequeñas. La misma distinción se hace entre nubes ortográficas stratiformes y nubes convectivas. Bajo condiciones estables, la precipitación orográfica es de tipo llovizna, pero si el aire húmedo es condicionalmente inestable, se producirán chubascos.

Las nubes de tipo de convección limitada son Sc, Ac y Cc. La condición esencial para la atmósfera de tipo de convección limitada es la presencia de una capa de profundidad limitada de aire inestable o condicionalmente inestable; sobre esta capa existe una capa estable, frecuentemente con una inversión. En este caso no se forma niebla debido a que cuando el enfriamiento en la superficie es débil o la turbulencia fuerte, la capa nubosa es levantada para formar Sc. Las nubes de este grupo representan el rompimiento de capas estables para formar diseños celulares que son resultado de convección o turbulencia vertical dentro de la capa. Cada elemento nuboso señala una célula de aire en ascenso y los espacios claros señalan los lugares donde el aire está en descenso.

Los fracto-cumulus se forman de las mismas maneras que los St, con la diferencia de que existe un fuerte gradiente cerca de la superficie. Cuando la niebla es levantada por calentamiento de la superficie o por aumento del viento, se rompe y forma Sc. Esta transición frecuentemente precede a la disipación. En la misma forma la niebla o St bajos que se producen por advección o por efectos pre-frontales, toman características de Sc cuando el viento excede de 10 o 12 nudos.

Los Ac y Cc se forman más frecuentemente por desintegración de nubes stratiformes. Se ha dicho que cuando el ascenso lento de aire caliente sobre aire frío se produce, esto da por resultado nubes stratiformes. Pero si el movimiento ascendente termina y el sistema nuboso sigue en existencia, la radiación de la parte su-

perior y el calentamiento de la base por radiación del calor de la superficie, actúan en combinación para aumentar el gradiente vertical térmico y esto transforma a la capa en una capa de tipo de convección limitada. Los Ac y Cc también pueden formarse directamente si una capa alta de aire húmedo asciende verticalmente y el aire húmedo se satura y simultáneamente aumenta el gradiente dentro de la capa húmeda. La precipitación asociada con nubes de convección limitada es prácticamente inexistente. Los Sc pueden producir precipitación ligera de tipo stratiforme pero de carácter intermitente.

La condensación convectiva ocurre cuando el aire es tan inestable que la convección penetra a nivel muy alto. Los hidrometeoros convectivos se producen por enfriamiento adiabático de las corrientes convectivas individuales. Generalmente no hay límite superior y las cúspides suben a diferentes alturas según la intensidad de cada corriente convectiva. El único tipo de niebla que puede ocurrir en este caso es la de vaporización en la cual el aire caliente asciende para formar nubes cumulus y Cb.

La altura de las bases marca el nivel de condensación del aire y en el Cb el yunque es formado por estabilidad que corta la convección a un cierto nivel. Frecuentemente, las cúspides convectivas se estabilizan a un cierto nivel y, al aumentar la convección, algunas cúspides rompen la inversión y suben a nuevas alturas.

La mayoría de los Ci fuera de Cs y Cc, son de tipo convectivo. Esto es especialmente cierto con las formas de filamentos o mechones. Los Ci, en forma de mechones, constituyen zonas convectivas en la parte superior de la tropósfera; los filamentos delgados y estelas son cristales de hielo que caen y se retrazan debajo de los elementos nubosos principales. La cantidad de condensación es pequeña por lo bajo de la temperatura a este nivel, los Ci de tipo convectivo no parecen tener relación con el tiempo cerca de la superficie. Pero sí se observa que son más frecuentes en el verano y en los trópicos.

Toda precipitación que es moderada o fuerte en su intensidad y que está formada por partículas grandes, es de carácter esencialmente convectivo. Independientemente de que la precipitación sea ortográfica, frontal, o tipo aislado, se puede suponer que si ocurre precipitación fuerte se debe a que hay convección libre hasta el nivel de congelación. La única excepción es en los trópicos donde la precipitación continúa puede alcanzar una intensidad relativamente fuerte.

Corriente de chorro.

Se trata de una corriente impetuosa de aire que fluye entre 6 000 m y 15 000 m de altitud (mayor en verano que en invierno) y que llega a alcanzar 500 km/h, a veces 600 km/h y hasta es probable que sea mucho mayor. Se presenta de un modo casi constante, en las latitudes medias de ambos hemisferios. Su trayectoria suele ser de O-E, si bien puede cambiar de rumbo y hasta llegar a ser circular.

Los sondeos aerológicos han permitido comprobar que esta corriente coincide en su trayectoria con una "zona de ruptura" en la tropopausa, donde se ponen en comunicación dos masas de aire: la tropical de la troposfera con la polar de la estratosfera. Diariamente se hace la determinación de su trayectoria al efectuar el levantamiento topográfico de las superficies isobáricas de 300 mb y de 500 mb, a base de los datos de los sondeos aerológicos. El choque, de dos masas de aire, una caliente y una fría, produce una corriente de chorro.

Aspectos generales de la formación de nubes

-Formación de nubes "cirrus"

Estas son nubes de nieve, por esto pueden formarse sólo en lo alto de nuestra atmósfera, por encima de la isoterma de 22°. Lugares favorables para su formación son las "superficies de separación de las masas aéreas, cuando estas llegan a gran altura, donde la eliminación de vapor de agua sobrante sólo puede realizarse por el proceso de sublimación, formando cristales de nieve. La aparición de las nubes cirrus es así un aviso de la aproximación de una "superficie de separación" de masas aéreas, con todo el cortejo de nubes que la acompaña y con todas las consecuencias meteorológicas que derivan de ellas, particularmente las lluvias. Las nubes

cirrus son, de este modo, promisoras de "mal tiempo".

Las nubes cirrus se forman con frecuencia encima de las grandes nubes de tormenta, llamadas "cumulunimbus". En efecto, la superficie de las nubes de tormenta, que a veces se elevan hasta 8 km de altura, es calentada fuertemente por los rayos solares, por lo cual la evaporación es en ella muy intensa. Gran parte del vapor de agua que de este modo es disipado en el espacio, se condensa nuevamente, sirviendo como "núcleos de atracción" a los cristales de hielo existentes. La adhesión de vapor de agua a estos núcleos es facilitada por el hecho de que el crecimiento de los cristales de hielo no exige un ambiente saturado, sino sólo una humedad relativa, de un 70%. Las nubes cirrus así formadas son arrastradas por los vientos de altura y transportadas a regiones lejanas.

-Formación de nubes "nimbus"

Nubes desde las cuales están cayendo gotitas de agua, granitos de hielo o copos de nieve, se llaman nubes nimbus. La forma más frecuente de las precipitaciones es, sin duda, la lluvia. Por eso se les puede llamar también nubes de lluvia.

Las nubes nimbus no pueden existir solas en el espacio, siempre están acopladas a alguna nube cumulus o stratus, llamándoseles, por esta razón cumulonimbus (Cb) o nimbostratus (Ns) respectivamente. La formación de una nube nimbus va acompañada siempre de la pérdida de contornos definidos de las nubes que le dan vida. Un cielo grisáceo y uniforme es la primera consecuencia, seguida luego por la caída de precipitaciones. Pero no siempre las precipitaciones alcanzan el suelo. Muchas veces ellas se evaporan antes de llegar a tierra. En estos casos la nube nimbus se reduce a una "cortina de lluvia" o de "nieve", llamada virga.

Fig. 1 Sistema de nubes de tormenta

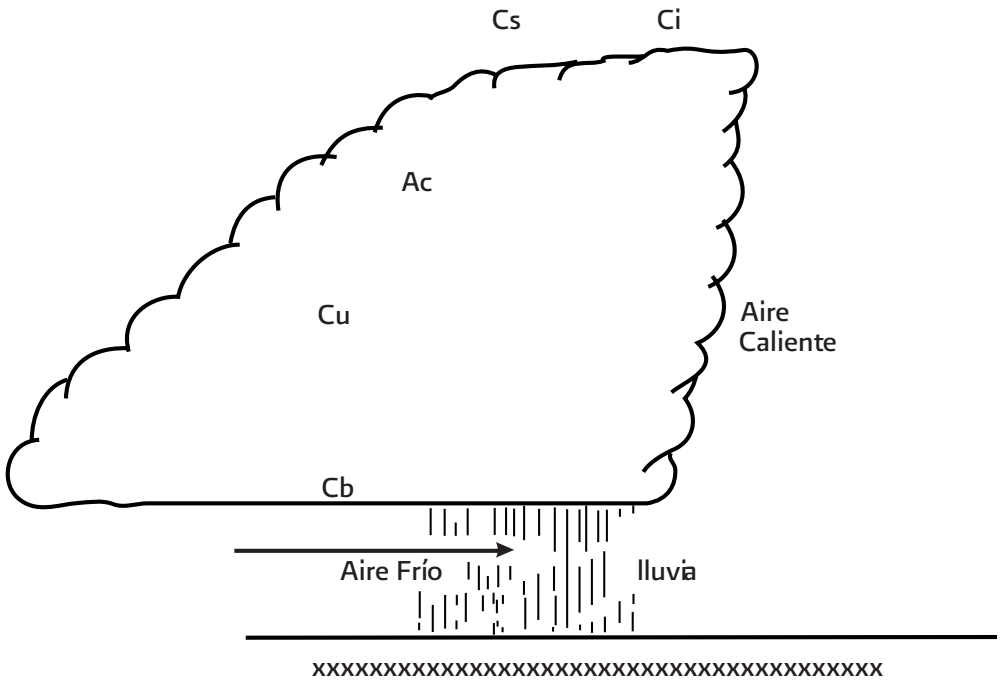


Fig. 2

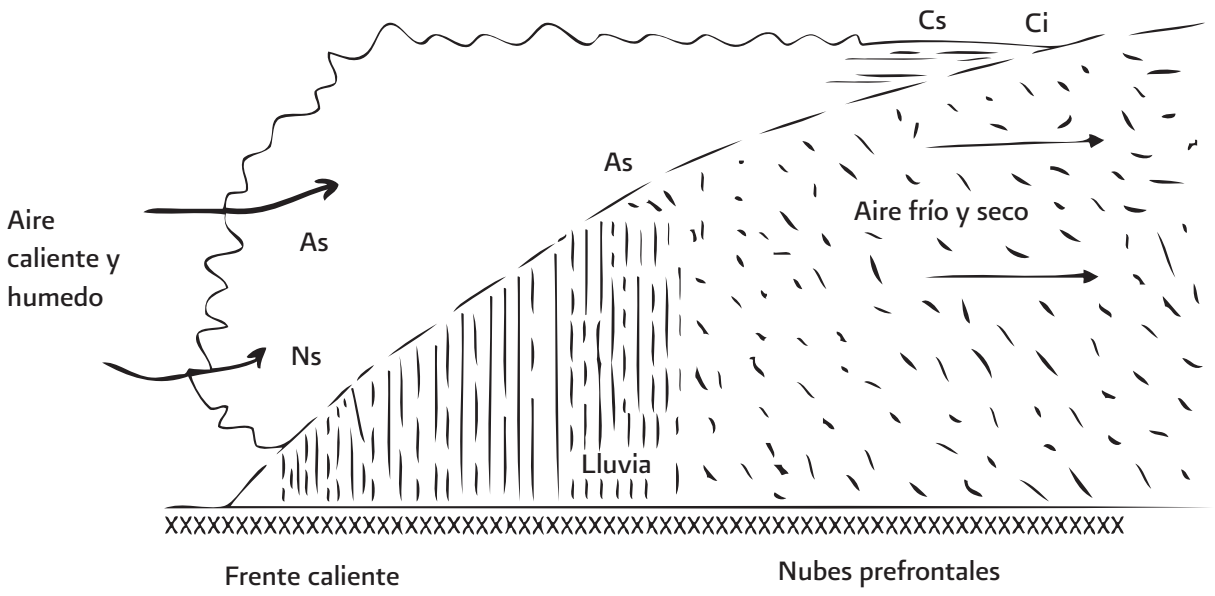

Cs
Ci
As
Aire frío y seco
Aire
caliente y
humedo
As
Ns
Lluvia
Frente caliente
Nubes prefrontales

Fig. 3

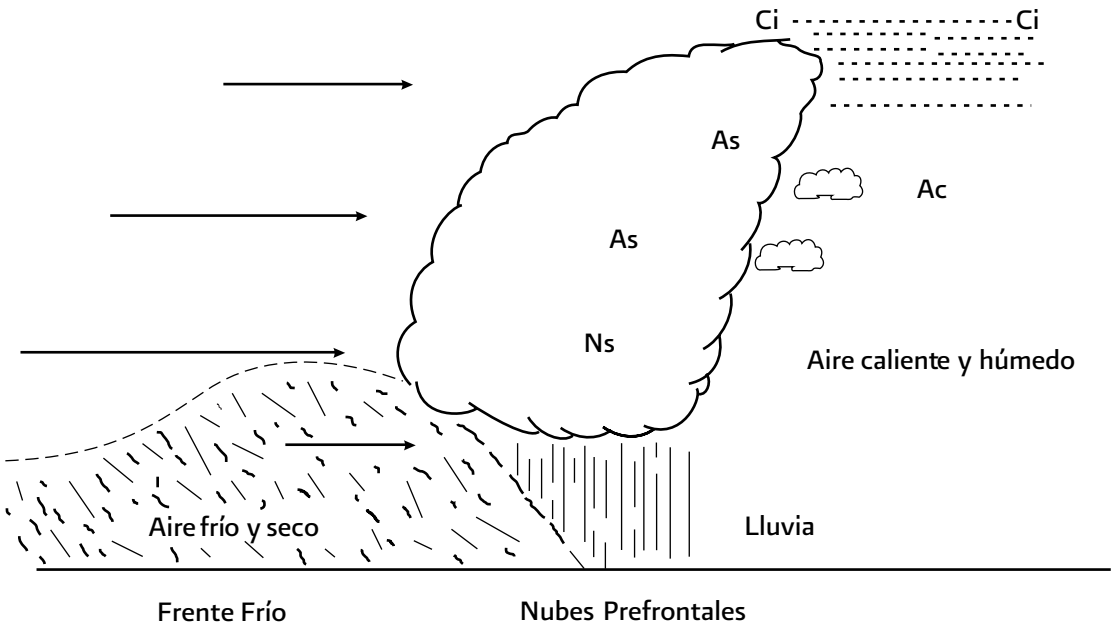

Ci
Ci
As
Ac
As
Ns
Aire caliente y húmedo
Aire frío y seco
Lluvia
Frente Frío
Nubes Prefrontales

Fig. 4 Nubes de buen tiempo

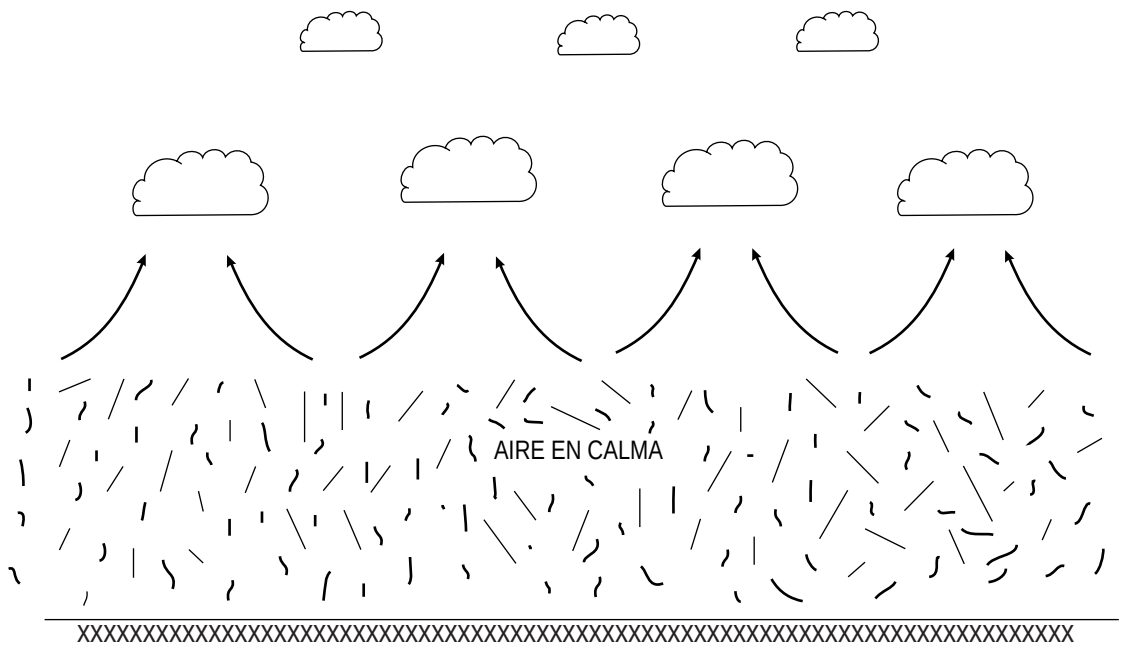
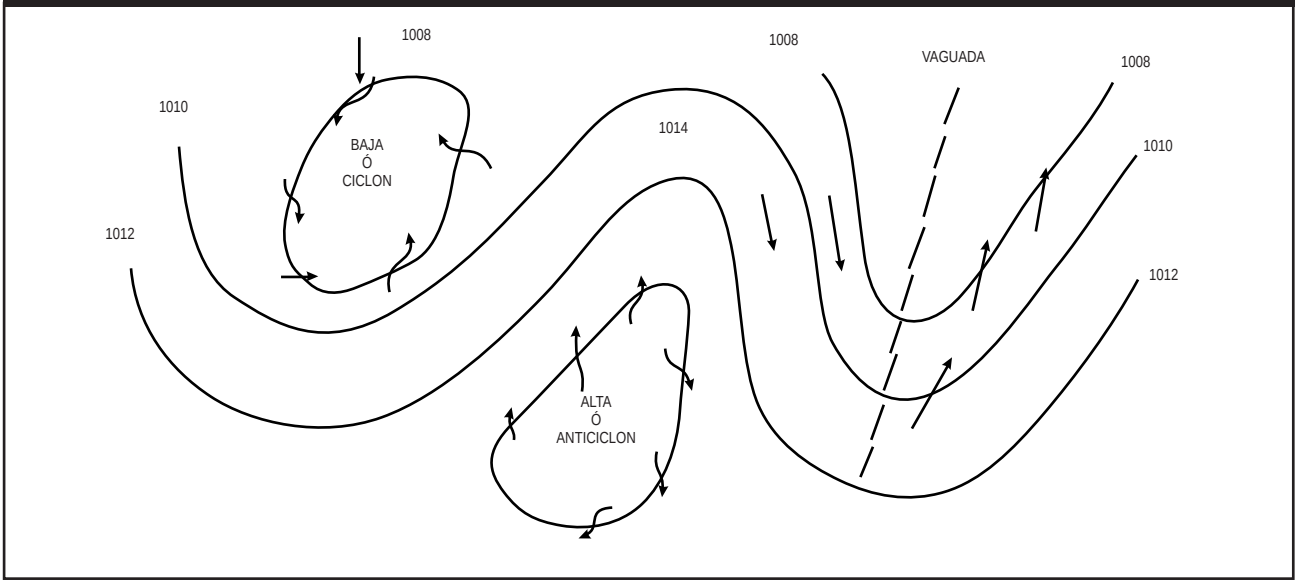

AIRE EN CALMA
XXXX

Fig. 5 Distribución típica de centro de presión, en una carta del tiempo



Las flechas muestran la dirección que debieran tener los vientos alrededor de estos centros de presión, en el hemisferio norte.

Si sobre un mapa se colocan las presiones reducidas al nivel del mar y se trazan la isobaras, se verá que estas se arreglan, por así decirlo, de modo que encierran áreas en las cuales la presión es menor que la existente en sus alrededores ó áreas en las cuales la presión es mayor que la existente en sus alrededores. Dicho de otra manera, trazadas las isobaras, éstas determinan un número limitado de configuraciones bóricas, como se ve en la fig. 5

Las principales formaciones de centros de presión que se pueden formar en un mapa del tiempo, son las siguientes:

a) Centros de alta presión o Anticiclones
b) Centros de baja presión o Ciclones
c) Áreas en forma de "U" con isobaras abiertas, con presión creciente hacia el interior o vaguadas.
d) Áreas en forma de "U" con isobaras abiertas con presión creciente hacia el interior ó "cuñas de alta presión".

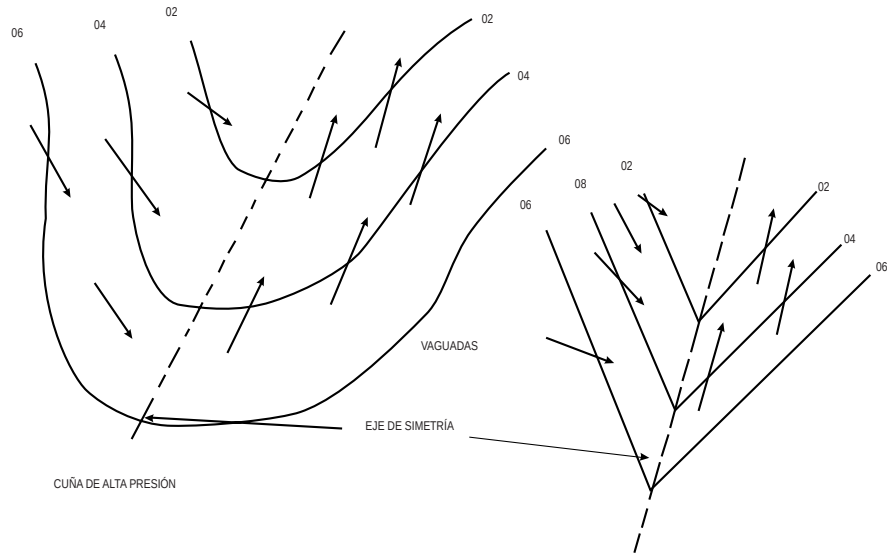
-Centro de alta presión o anticiclón.

Es un área en la cual la presión es menor que la existente en las áreas circundantes. En estas regiones, los vientos circularan en sentido horario y desde el centro del anticiclón hacia fuera (en el hemisferio norte).

-Centro de baja presión o ciclón

Es un área en la cual la presión es menor que en las áreas circundantes. Los vientos circulan en sentido antihorario en el hemisferio norte y desde las regiones circundantes hacia el interior del ciclón.

Fig. 6 Vaguada



Vaguada.- se da este nombre a una formación de presión relativamente baja, que se extiende desde el centro de un ciclón hacia fuera; en la figura pueden apreciarse varias de estas formaciones, algunas en forma de U y otras en V, según el aspecto de las isobaras. Las vaguadas "V" suelen estar acompañadas por los frentes. La circulación de los vientos en los alrededores de las vaguadas y dentro de las mismas es la que se muestra en la figura 6.

Cuñas de alta presión, son las áreas que están determinadas por isobaras en forma de "U" o de "V" que se extienden desde un anticiclón y en las cuales la presión va en aumento desde las regiones adyacentes hacia su interior. La circulación de los vientos que se observa en estas regiones es como se ve, horaria.

Fig. 7 Cuñas de alta presión

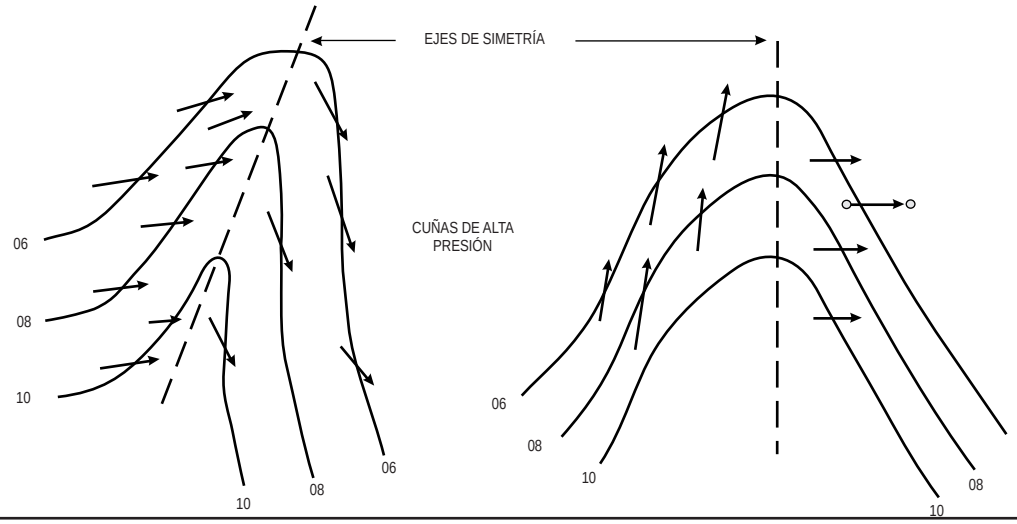
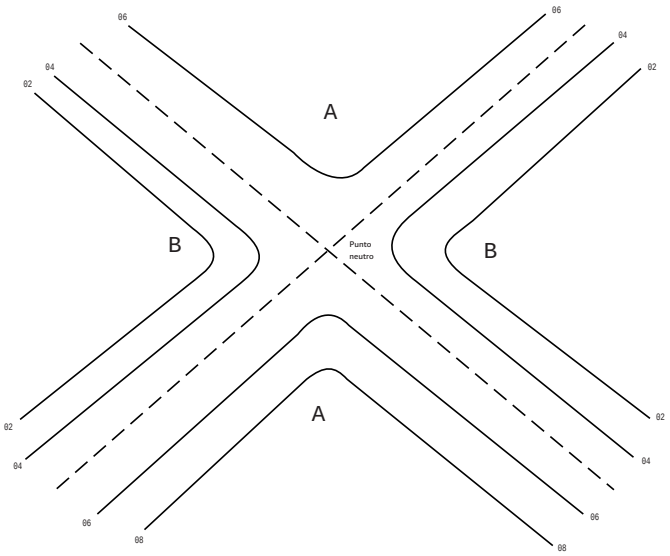


Fig. 8 Deformaciones isobáricas



Deformaciones isobáricas.- Además de las deformaciones señaladas anteriormente, es posible distinguir otra que se presenta con relativa frecuencia en los mapas de superficie, se trata de la formación bárica denominada "Área neutral o de deformación isobárica". Se caracteriza porque ella está limitada por las isobaras externas de dos centros de baja presión que se encuentran opuestos y por las externas que limitan dos centros de alta presión, que se encuentran también opuestos. En la figura 8, se ha tratado de esquematizar este tipo de configuración isobárica.

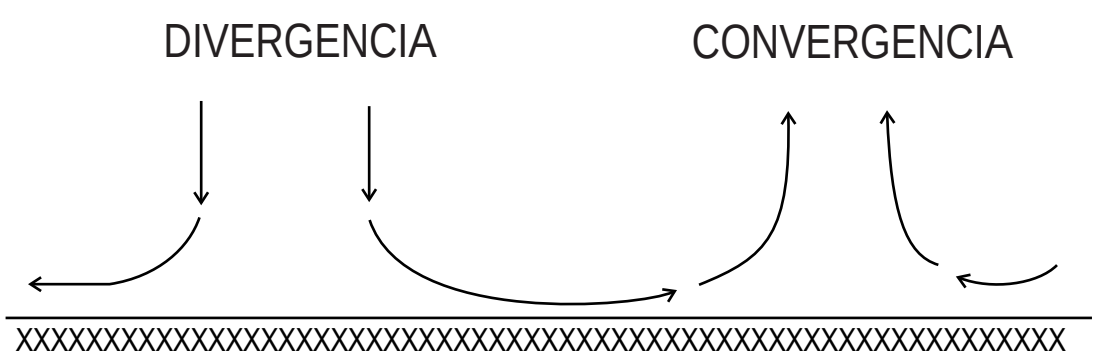
En cualquiera de las deformaciones isobaricas descritas, el viento sopla casi paralelo a las isóbaras, con una ligera tendencia hacia la presión baja. Por consiguiente, el aire se aparta de los centros de alta presión y confluye en la misma forma hacia los centros de baja. En los propios centros, el gradiente bárico se anula, registrándose por lo tanto calma o vientos variables de escasa intensidad; lo mismo sucede en los alrededores de los puntos neutrales.

-Consideraciones generales sobre los ciclones y anticiclones

Estos son los principales centros de acción en la atmósfera. Con esto queremos decir, que estos dos tipos de centros de presión son los que más importancia tienen en los movimientos de los grandes volúmenes de aire de la atmósfera. Las vaguadas en hondonadas no son más que meras extensiones de ciclones y anticiclones, respectivamente. Aún cuando por su estructura bárica pueden llegar a ocasionar serios problemas de operaciones de vuelo, en si no son más que transiciones de los sistemas ciclonales o anticiclonales.

Hay que tener en cuenta que es imposible que el aire se acumule progresivamente en los ciclones, y que en los anticiclones se registre una merma cada vez más acentuada; en efecto, es fácil constatar que el aire "convergente" debe ascender y el aire "divergente" debe descender, como se esboza esquemáticamente en la figura 9. Y como ya se ha dicho, el aire ascendente se enfría, y el descendente, constituyendo lo que se llama una "subsidencia", se calienta, de ahí que las regiones ciclónicas se caractericen, en general por un cielo nublado y precipitaciones, mientras que en los anticiclones suele reinar buen tiempo. La convergencia o divergencia en las corrientes horizontales pueden también ser ocasionadas por otras causas, aparte de las que aquí se han expuesto. Por esta razón, no siempre se observa este tipo característico en las regiones de alta y baja presión, respectivamente, aunque las reglas indicadas se verifican en la mayoría de los casos.

Fig. 9



Entonces por la acumulación del aire en el interior de un ciclón, éste se ve forzado a subir. Al ascender, va llegando a niveles donde la presión va siendo cada vez menor, lo que determina que el aire se vaya expandiendo. Todo gas, al expandirse, se enfría. Al enfriarse, llega un momento en que se satura, produciéndose la condensación de su vapor de agua, dando lugar a la formación de nubes y precipitaciones. Por esta razón, por lo general, en las áreas de baja presión existe nubosidad y mal tiempo. Sin embargo, no debe pensarse que necesariamente siempre debe existir mal tiempo en un ciclón, ya que si el aire es suficientemente seco, la condensación no se producirá sino hasta niveles muy altos o simplemente puede no llegar a producirse.

Ciclones bien desarrollados, especialmente cuando el aire es muy húmedo y que por consiguiente haya mucha nubosidad ocurre el vuelo por instrumentos con posible turbulencia y posible formación de hielo, si la temperatura del aire es de 0°C o menos y existe la necesidad de volar demasiado tiempo en nubes y precipitación.

En los anticiclones los vientos se dirigen desde la zona de alta presión hacia las regiones adyacentes. Este desalojamiento de partículas de aire en el centro del anticiclón hace que el aire que se encuentre inmediatamente encima descienda a ocupar el lugar que tenían las partículas que están saliendo, determinando ésto que se formen corrientes descendentes por encima de los anticiclones. Todo aire que desciende, va llegando a niveles en los cuales la presión es cada vez mayor, por lo que se comprime. Todo aire que se comprime se calienta. Al calentarse aumenta su capacidad de contención de vapor de agua y por lo tanto, se disipan todas las nubes que pudieran existir. Esta es la razón por la que se dice que en general, en los anticiclones predominan buenas condiciones de tiempo, cielos despejados y poca turbulencia.

A pesar de lo último que se acaba de anotar aquí, sería erróneo pensar que necesariamente debe haber buen tiempo en los anticiclones. Con frecuencia ocurre que se producen fuertes tormentas eléctricas y chaparrones en anticiclones bien formados, especialmente sobre extensiones oceánicas, en verano.

Por las condiciones típicas de un anticiclón, casi no existen problemas operacionales en las áreas afectadas por éstos, excepto por lo que se refiere a visibilidad horizontal de superficie. Cerca del suelo, los vientos son débiles. Por la subsidencia (descenso del aire) el aire es estable (carente de corrientes turbulentas), todas las impurezas, humo, polvo, etc., se asientan y se aglomeran en unos cuantos cientos de pies, restringiendo notablemente la visibilidad. Además cuando el aire es húmedo, los anticiclones son propicios para la formación de nieblas, especialmente en invierno.

-Consideraciones generales sobre las vaguadas en hondonadas

Como se vió anteriormente en cuña de alta presión, en la figura 7, la circulación del viento es como se muestra, es decir, vientos con componentes del norte en la porción que queda detrás del eje de simetría y viento con componente del sur en la región que queda delante. Esto

determina que se produzca una región de bastante convergencia en la zona de vientos con componentes del sur. Esta región suele tener una extensión de unos 150 a 200 millas desde el eje de simetría, hacia adelante.

A lo largo de toda la región donde se produce convergencia suele existir bastante mal tiempo, por la acumulación de aire en el interior de un ciclón, el cual se ve forzado a subir (véase este párrafo en la parte pertinente al ciclón). En esta zona es frecuente encontrar fuertes tormentas eléctricas con bastante turbulencia. Así mismo, si el aire es suficientemente húmedo, puede formarse una extensa zona de nimbostratus con lluvias persistentes.

Aquí también no debe creerse que necesariamente debe existir mal tiempo a lo largo de las vaguadas, porque si el aire no es húmedo, la nubosidad no se forma, no existiendo así el mal tiempo. Lo descrito aquí es el caso general, existiendo muchas excepciones.

Los problemas operacionales que presenta este tipo de configuración bárica, es absolutamente similar al presentado para el caso de los anticiclones.

-Consideraciones generales sobre las cuñas de alta presión

Debido a la circulación de los vientos en las cuñas de alta presión en la figura respectiva, a lo largo del eje de simetría de la cuña existe una intensa divergencia, con la consiguiente subsidencia. Por esto es lógico deducir que las condiciones de tiempo a lo largo de cuñas de alta presión deben ser buenas y absolutamente similares a las descritas para el caso de los anticiclones.

-Calentamiento y enfriamiento de las masas de aire que se desplazan

Masa de aire fría.- es aquella cuya temperatura es menor que la del terreno sobre el cual se está desplazando.

Masa de aire caliente.- es aquella cuya temperatura es mayor que la del terreno sobre el cual se está moviendo.

Toda masa fría de aire se está calentando desde abajo, por esto en los primeros niveles de ella se están generando corrientes ascendentes, por lo que la masa de aire se está haciendo inestable desde abajo, con corrientes que llegan hasta niveles más y más altos a medida que pasa el tiempo en que la masa de aire se encuentra sobre un terreno más caliente que ella. Estas corrientes propagan hasta los niveles superiores el calor y la humedad, así como las impurezas del aire, por lo que estas masas de aire tienen por lo general buena visibilidad de superficie.

El suelo caliente y la variabilidad diurna de la temperatura varía la inestabilidad de esta masa, llegando a un máximo en las primeras horas del día (mañana) y disminuyendo considerablemente durante la noche. Si el contraste de temperaturas entre el suelo caliente y el aire es grande, la inestabilidad puede mantenerse todo el día y la noche, pero si dicho contraste no es muy grande, la masa de aire será inestable durante el día y estable durante la noche.

Toda masa de aire caliente se está enfriando desde abajo, es decir se está estabilizando en los primeros niveles. Dicho aumento de estabilidad quedará circunscrito a los primeros niveles, ya que no habrá oportunidad para que se formen corrientes ascendentes y que el efecto estabilizador se propagará hasta los niveles muy altos.

Debido a este aumento en la estabilidad, la humedad y las impurezas quedan concentradas en las primeras capas, lo que se traduce en que por lo general, estas masas de aire posean una mala visibilidad horizontal en superficie. En las masas de aire estables, el polvo asciende lentamente, de ahí que en las capas bajas la visibilidad sea muy defectuosa. En las masas de aire inestables, el polvo es repartido hasta grandes alturas.

Si el contraste entre la temperatura del suelo y el aire es muy grande, la masa de aire será estable durante el día y la noche, si por el contrario no es muy marcado, durante el día, por el aumento diurno de la temperatura, habría una tendencia a disminuir la estabilidad de las primeras capas y aún podría ocurrir el caso de que se hiciera inestable. Por consiguiente, en las masas calientes que no tienen mucha diferencia de temperatura, son estables durante la noche y pueden ser inestables durante el día.

Una masa de aire caliente y húmedo que pasa sobre un suelo frío, adquiere gran estabilidad, reduce mucho la turbulencia y sólo el aire inferior se va enfriando.

Cuando las masas de aire se están desplazando sobre los océanos, los efectos que aquí se comentan son un tanto diferentes, ya que sobre los continentes se calientan más durante el día que sobre los océanos. La variación diurna de la temperatura sobre el océano es mucho menor que sobre los continentes. Debido a esto, la variación diurna de la estabilidad de las masas de aire es mínima y podemos decir que si la masa de aire es de por sí estable, se conserva estable de día y de noche. Así mismo, si la masa de aire es de por sí inestable, conserva dicha intensidad durante el día y la noche.

Cuadro sobre los cambios de estado del agua en la atmósfera:

AIRE QUE SE ENFRÍA		
Cambio de estado	**Proceso**	**Resultados posibles**
a) vapor a agua líquida	condensación	Rocío Nieblas Nubes de gotitas de agua Precipitación líquida
b) agua líquida a hielo	congelación	Heladas, escarchas Formación de hielo en los aviones Nubes de cristales de hielo (Ci) Precipitación sólida
c) agua líquida a agua líquida súper enfriada	Sobrefusión	Precipitación sobre enfriada Precipitación helada
d) vapor a hielo	Sublimación	Igual que en el caso de la congelación

AIRE QUE SE CALIENTA		
Cambio de estado	**Proceso**	**Resultados posibles**
a) hielo a agua líquida	Fusión	Transformación de precipitación helada o sólida en precipitación líquida
b) agua líquida a vapor	Evaporación	Evaporación del rocío Disipación de nubes y nieblas Evaporación de precipitación líquida
c) hielo a vapor	Sublimación	Disipación de hielo formado sobre los aviones Disipación de nubes de cristalitos de hielo (Ci)

Procesos que favorecen la formación de nieblas	Procesos que favorecen la disipación de nieblas
I. Evaporación desde: a) Gotas de lluvia cuya temperatura es superior a la del aire (nieblas frontales) b) Una superficie de agua cuya temperatura es superior a la del aire (nieblas de vapor)	I. Sublimación o condensación sobre: a) Nieve, con temperatura del aire bajo 0°C (pero exceptuando las nieblas constituidas por cristales de hielo) b) Nieve, con temperaturas del aire sobre 0°C (nieve fundente)
II. Enfriamiento por: a) Ascenso orográfico con enfriamiento adiabático (nieblas orográficas) b) Irradiación desde la superficie sobre que descansa la niebla (niebla de radiación) c) Advección de aire cálido sobre una superficie relativamente más fría (nieblas aductivas)	II. Calentamiento por: a) Descenso orográfico con calentamiento adiabático b) Radiación absorbida por la niebla o por la superficie sobre la cual ella descansa c) Advección de aire frío sobre una superficie relativamente más caliente
III. Mezcla: a) Mezclamiento horizontal (actuando por sí sólo, es de escasa importancia, siendo además contrarrestado su efecto por el mezclamiento vertical)	III. Mezcla: a) Mezclamiento vertical (factor importante para la disipación de la niebla y la formación de stratus)

-Stratus

El stratus (St) es una capa uniforme, análoga a una niebla y de altura conocida, pero sin descansar sobre el suelo. Mirando las capas de stratus desde arriba, a menudo se observan en ellas partes más elevadas como hinchazones que se asemejan a las olas de un océano.

La diferencia entre niebla y stratus bajos, no está claramente definida en la práctica. Si la niebla llega a ser más tenue en la base, la visibilidad aumenta y tarde o temprano las condiciones llegan a ser stratus en vez de niebla; o si la velocidad del viento es suficiente pueden formarse al principio stratus bajos en vez de niebla.

En condiciones convenientes para la formación de niebla de advección un viento de baja velocidad producirá niebla de advección, mientras que un viento de gran velocidad dará por resultado stratus o stratucumulus bajos. La velocidad del viento necesaria para producir stratus en vez de niebla depende de la estabilidad del aire y la diferencia de temperaturas entre el aire y la tierra.

Los stratus o stratocumulus referidos arriba, están relacionados con la niebla, ya que un ligero cambio en las condiciones del viento puede establecer la diferencia entre niebla y stratus bajos.

De acuerdo con las ideas expresadas antes, se puede hacer también distinción entre stratus de radiación, de advección, orográficos, etc., según sea el proceso que les ha dado origen.

La niebla es una nube en contacto con el suelo. Para ser más exactos, diremos que es un stratus en contacto con el suelo.

Tanto la niebla como los stratus son hidrometeoros de carácter local, es decir, que nunca constituyen fenómenos generales de la atmósfera. Esta circunstancia hace que tanto el pronóstico de formación en nieblas o stratus como el de su disipación sea extremadamente difícil e incierto.

-Clasificación de las nieblas

De acuerdo con el proceso que les da origen, las nieblas pueden ser clasificadas de la siguiente manera:

a) de Radiación
b) de Advección
c) de Expansión ú orográficas o de laderas
d) de Vaporización
e) Frontales

Nieblas de radiación

Las condiciones que favorecen la formación de la niebla de radiación son: cielo despejado, calma o muy reducida velocidad del viento y una humedad elevada. Se cumplen estas condiciones con preferencias en las regiones continentales, cuando el aire en la altura desciende, haciendo que se disuelvan las nubes.

Después de la formación de una niebla de radiación, la parte superior de la capa de niebla pierde calor por radiación y la niebla generalmente crece hacia arriba debido a este enfriamiento de su cúspide.

En valles rodeados por altos terrenos, la niebla de radiación formada en los lados de las colinas, baja y puede llenar el valle con un gran espesor. Este espesor puede ser tan grande, que no permita calentamiento exterior durante el día, y la niebla puede permanecer en el valle por varios días hasta que ocurra un viento fuerte.

Cuando las nieblas de radiación se forman, los vientos generalmente son de 3 a 5 nudos (3.45 a 5.75 mph).

Las nieblas de radiación son por lo general de poco espesor, se forman preferentemente en la noche después de la medianoche y especialmente en la madrugada.

Nieblas de advección

Los factores favorables para la formación de nieblas de advección, son:

a) Gran contraste de temperaturas entre el aire y el suelo
b) Humedad del aire concentrada en los primeros niveles
c) Existencia de fuentes acuosas (pantanos, baches resultantes de precipitación anterior, etc.)
d) Viento de moderada intensidad (5 a 15 nudos)

Por lo general son de bastante mayor espesor que las de radiación, por lo que muchas veces el calentamiento solar diurno no es suficiente para disiparlas, pudiendo persistir, sobre una determinada localidad, durante días enteros; con mayor frecuencia se disipan por aumento de la intensidad del viento en superficie. Cuando éste es el caso, antes de disiparse dan lugar a formación de St. Si el aire es muy húmedo, los St pueden persistir durante bastante tiempo antes de disolverse.

Nieblas orográficas

Para que el movimiento ascensional orográfico conduzca a la formación de una niebla, es necesario además que al llegar a la saturación el aire esté en situación estable, pues de otro modo se desarrollarían corrientes de convección. Resumiendo: las nieblas orográficas pueden producirse sólo si el aire es convectivamente estable antes de comenzar a subir. De cumplirse esta condición, pueden tales nieblas formarse o no formarse, según la intensidad de la turbulencia, pues, ésta es siempre un factor adverso a la formación de estas nieblas.

Nieblas de vapor o de vaporización

En ciertas oportunidades se observan también nieblas que deben sur origen al contacto de aire frío con una superficie de agua cuya temperatura supera considerablemente a la del aire. Esta clase de nieblas reciben el nombre de nieblas de vapor, o también de vapor marino ártico.

Este fenómeno es muy común en las regiones árticas y antárticas, particularmente en invierno, cuando el aire muy frío proveniente de los continentes se desplaza sobre las superficies oceánicas abiertas.

-Disipación de las nieblas

A todas las clases de nieblas les es común su tendencia a disiparse por efecto de un calentamiento, o se de lugar a una mareada variación diurna en la frecuencia de las nieblas, con un máximo en la madrugada y primeras horas de la mañana, y un mínimo en la tarde.

Ya que la niebla es disipada, primeramente por la radiación que llega y calienta la superficie, ésta a su vez calienta y evapora a la niebla de abajo hacia arriba. Una niebla formada sobre agua, en una superficie nevada o muy mojada, puede permanecer todo el día con un espesor muy pequeño.

Las áreas bajas rodeadas por terrenos altos donde el drenaje natural puede haber producido nieblas de fondo de valle, pueden experimentar un ligero levantamiento del techo durante el día, y aunque soplen vientos moderados arriba de las cordilleras de alrededor, puede no remover el aire frío y denso de niebla en el valle, el cual puede permanecer hasta que un viento fuerte lo saque del valle.

La diferencia entre flujo de aire cuesta abajo y cuesta arriba es extremadamente importante. Mientras las nieblas pueden ser fácilmente disipadas por una corriente cuesta abajo (por calentamiento adiabático del aire), ellas son formadas o favorecidas (o
conservadas si ya están formadas) por las corrientes arriba, ya que si el aire es obligado a ascender, experimenta un enfriamiento adiabático que da como resultado el efecto antes mencionado.

Cuando la niebla se despeja en áreas irregulares, tal como un claro sobre un gran aeropuerto, pero permanece la niebla sobre las áreas de los alrededores sembradas o cubiertas de agua, la niebla frecuentemente es impulsada hacia las áreas despejadas, cerrándolas de nuevo después de un breve periodo de claridad.

-Masas de aire

Masa de aire, es un inmenso volumen de aire que posee características de temperatura, humedad y densidad homogéneas en la horizontal.

Los principales factores que se han de tener en cuenta en la vida de las masas de aire son: la región del origen, trayectoria que sigue en su desplazamiento y edad de la masa de aire.

Una región de origen para la formación de masas de aire debe ser un área bastante extensa, de superficie plana y lo suficientemente uniforme como para que cualquier volumen de aire que se encuentre sobre ella un largo tiempo, pueda adquirir características uniformes en toda su extensión. Además, debe ser una parte de la superficie de la tierra donde el aire tenga tendencia a permanecer largo tiempo estacionado sobre ella. Las regiones de origen son: polares, tropicales y ecuatoriales.

Son regiones de origen polar el continente ártico y la parte norte de Canadá y el continente euroasiático (Europa y Asia); de origen tropical, grandes desiertos como el Sahara en África, las grandes llanuras asiáticas y los desiertos de la parte norte en México y suroeste de los Estados Unidos (Sonora y Nevada, respectivamente); de origen ecuatorial la región que se extiende entre los 10°N y los 10°S. La superficie terrestre se caracteriza en esta zona por ser extremadamente uniforme y con una variación anual de su temperatura casi nula. Se caracteriza principalmente por ser eminentemente oceánica.

-Clasificación termodinámica de las masas de aire

Se clasifican en frías y calientes.

Se dice que una masa de aire es fría, cuando es más fría que el terreno sobre el cual yace; y es caliente, cuando es más caliente que el terreno sobre el cual se encuentra. En ambos casos, en su orden, el terreno está más caliente o más frío. Por estas consideraciones, la estación del año y el tiempo que la masa de aire recibe la influencia de la región sobre la cual se va desplazando, permiten conocer las características de cada tipo de masa de aire.

Las masas de aire se modifican:

1. Por su edad
2. Por el contraste de temperatura entre el aire que se desplaza y el terreno sobre el cual se mueve
3. Por la naturaleza del terreno (marítimo o continental)
4. Por la latitud

Y los tipos de modificación más importantes son:

1. Las masas polares que se transforman en tropicales y viceversa
2. Las masas continentales que se transforman en marítimas y viceversa
3. Las masas frías que se transforman en calientes y viceversa

Por lo dicho en otro lugar, la masa fría se calienta desde su base y por consiguiente aumenta su inestabilidad desde los primeros niveles, haciendo que sea más fácil que adquiera las características del terreno hacia el cual va llegando, por mezclamiento turbulento desde abajo; la masa caliente se está enfriando desde abajo y por esto se forma una inversión de temperatura que impide que se produzca mezclamiento turbulento del aire, en el sentido vertical.

Entonces, desde el momento en que una masa de aire es "fría" por el sólo hecho de que su temperatura es menor que la del terreno sobre el cual yace o se mueve, una misma masa de aire puede ser considerada

como "fría" durante el día y como "caliente" durante la noche. Esto es especialmente cierto en los grandes continentes de superficie muy seca. Estos continentes experimentan una fuerte variación diurna de la temperatura. Durante el día se calientan considerablemente y durante la noche alcanzan a enfriarse bastante. En estas condiciones, una masa de aire estará más fría que el continente en el día, y más caliente en la noche, lo que trae como resultado que la masa actúe como masa fría durante el día y como masa caliente durante la noche.

Y como ya se ha dicho, el aire caliente es mucho menos denso y menos pesado que el aire frío, lo que hace que el primero sea forzado a ascender sobre el segundo, cada vez que una masa de aire caliente se encuentra en yuxtaposición con una masa de aire más frío. De esto se desprende que una masa de aire frío, al quedar en contacto con aire más caliente representa energía potencial que puede ser transformada en energía cinética. Así mismo, el aire caliente, al ser forzado a ascender se expande y se enfría adiabáticamente pudiendo llegar a producir condensación. El proceso de condensación da lugar a liberación de calor latente de condensación, el cual contribuye a que se desarrolle energía cinética. Esta energía cinética que se desarrolla en la interacción de dos masas de aire se manifiesta en la atmósfera como viento y como movimiento de las masas de aire en yuxtaposición.

-Frentes

Frente es la zona de separación de dos masas de aire, de diferentes condiciones de temperatura y densidad, es el punto de la superficie frontal que toca la superficie del suelo. La línea o zona de transición entre las dos masas de aire se denomina superficie frontal, y los procesos que conducen a la formación de dicha superficie frontal, se denominan "frontogénesis" y los procesos que conducen a su disipación se llaman "frontolisis". En ambos casos, en su orden, los movimientos atmosféricos que mejor conducen a la frontogénesis son los de convergencia; a la frontolisis, la divergencia.

De acuerdo con el sentido de su movimiento, los frentes se clasifican así:

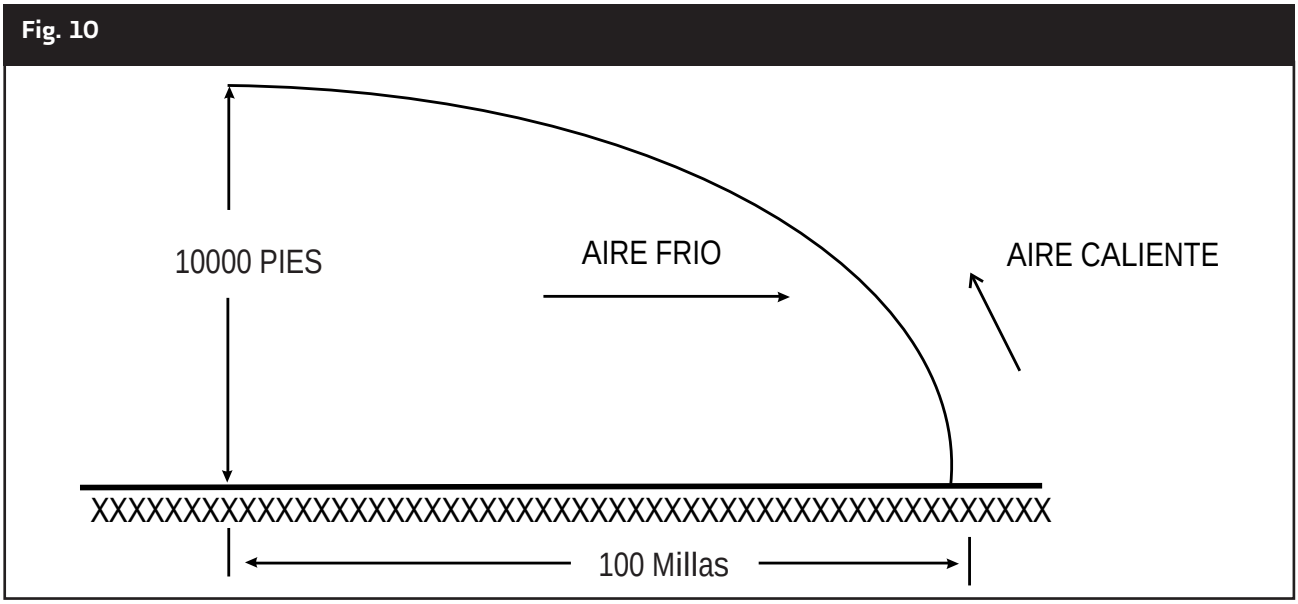
a) Frente frío
b) Frente caliente
c) Frente estacionario
d) Frente ocluído

Frente frío es el que desplaza al aire caliente, cuando el aire es frío.

Frente caliente es el que va empujando y reemplazando al aire frío cuando el aire es caliente.

Frente estacionario, son los que se mueven tan poco que en las cartas del tiempo aparecen casi sobre la misma región de un mapa al otro.

Fig. 10



Frente ocluído, es el frente que resulta cuando un frente frío alcanza a un frente caliente.

-Frente frío

Un frente frío representa prácticamente la orilla delantera de una masa de aire frío que avanza en una dirección general hacia el sur en el hemisferio norte.

Un frente frío representa prácticamente la orilla delantera de una masa de aire frío. Debido a que el aire frío es más denso y pesado que el aire caliente, el primero se le va metiendo al aire caliente por debajo en forma de una cuña. Debido a la fricción con el terreno la parte de la superficie que va rozando con el suelo va retrasándose en su movimiento respecto de la superficie frontal que queda más arriba.

Esta es la razón por la que el frente frío presenta una superficie de pendiente tan abrupta. La fuerte pendiente del frente frío es la que obliga a que el aire que va siendo empujado delante de él sea elevado violentamente y de lugar a la formación de nubes de desarrollo vertical. La pendiente de la superficie frontal y la velocidad del frente, determinan las condiciones del tiempo.

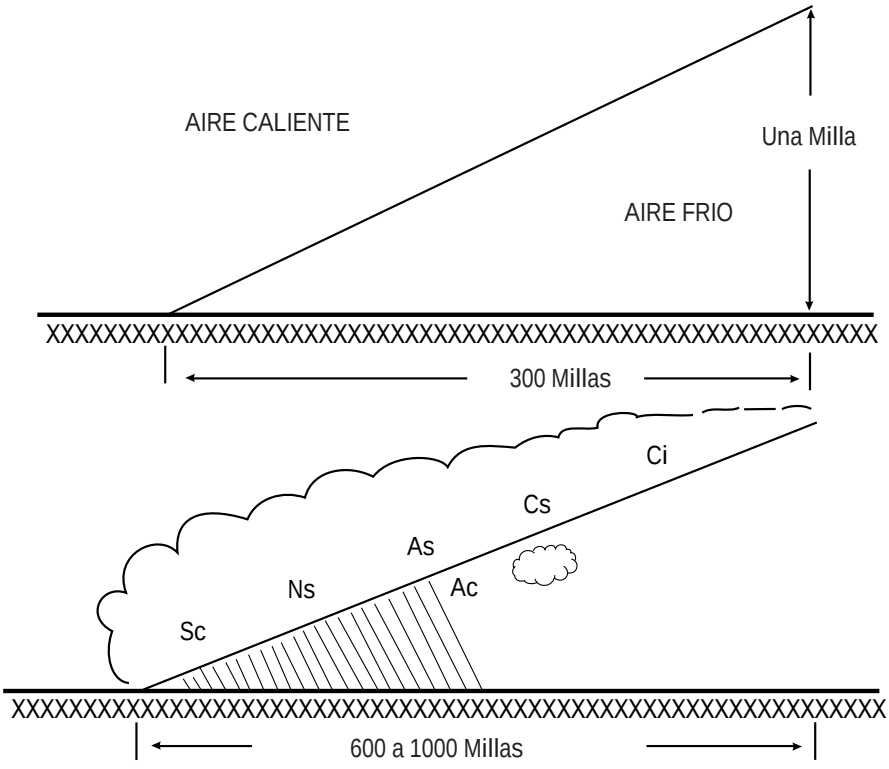
-Frente caliente

En este caso es el aire caliente es el que va alcanzando al aire frío, el cual va retrocediendo por el empuje del primero. Debido a que el aire caliente es menos denso al empujar al aire frío, asciende lentamente sobre él. Esto hace que la superficie frontal (su pendiente) con la altura, sea bastante menor que en el caso del frente frío.

Por lo general tiene una pendiente de una milla en 300 millas de extensión.

El ascenso lento del aire caliente por encima de la superficie frontal da lugar a la formación de nubes estratificadas, cuya secuencia, desde la parte delantera hacia la región en que su frente se encuentra en superficie, es la siguiente Ci, Cs, As y Ac-Ns-Sc.

Fig. 11



La precipitación comienza desde la base de los As por lo que es de carácter continúo y generalmente de bastante intensidad. Esta es la razón por la cual la banda de mal tiempo de un frente caliente puede ser entre 600 y 1000 millas de extensión.

La aproximación de un frente caliente, se indica en superficie por la observación de los siguientes elementos:

a) Aparición de nubes Ci que avanzan sobre el cielo y que poco a poco se van espesando hasta que adquieren el aspecto de Cs
b) Al cabo de cierto tiempo de aparecer los Cs la base de la nube se la ve descender apreciablemente hasta que aparecen los primeros As y Ac.
c) A poco de haber aparecido los As comienza a caer la precipitación, la cual puede empezar como lluvia ligera o nieve ligera, cuya intensidad va paulatinamente aumentando.
d) Cuando la precipitación se hace moderada o fuerte, lo más probable es que ya se encuentre sobre la estación la masa de Ns. En este momento los techos pueden ser de 500 pies o menos y la visibilidad menor de 1 milla.
e) Por la intensa precipitación y el tiempo que ha durado, es probable que ya se comience a observar la formación de nieblas o St con bases bastantes bajas. Estas condiciones de techos bajos y mala visibilidad persisten hasta que el frente pase.

Si el aire caliente es condicionalmente inestable, pueden desarrollarse Cb dentro de la masa de Ns. Estos Cb se caracterizan porque tienen bases bastantes altas y pueden adquirir gran violencia. Este tipo de frente caliente es el más peligroso porque el Cb está oculto dentro de la masa de Ns.

El paso de un frente caliente sobre una determinada localidad, puede estar indicado por los siguientes factores:

a) Aumento gradual de la presión. Menos abrupta que en el frente frío.
b) Cambio de la dirección del viento. Cambia de SE que era en el aire frío que estaba por delante a SO en el aire caliente que viene detrás. También es frecuente observar que la velocidad del viento disminuye debido a que el gradiente de presión en el aire frío prefrontal es generalmente mayor que en el aire caliente.
c) La precipitación puede ser del tipo de lluvia, lluvia helada, nieve o agua-nieve, según sea la temperatura de la nube y del aire que se encuentra por debajo de sus bases.
d) Cambio en la temperatura, aumento rápido.
e) Aumento en la humedad del aire. El aire frío que va por delante del frente caliente, es por lo general seco. La precipitación que el frente produjo hace aumentar la temperatura de punto de rocío de ese aire frío, pero el aire caliente que viene detrás posee casi siempre temperatura de punto de rocío aún mayor, especialmente si la masa es de origen marítimo tropical.
f) Aumento rápido de la visibilidad. Esto es especialmente cierto cuando ha habido formación de nieblas prefrontales en el aire frío que va delante.
g) Los techos en el aire frío cerca del frente caliente son bastante bajos debido especialmente a la presencia de St producidos por la precipitación. Al pasar el frente caliente los techos aumentan rápidamente.
h) El tiempo mejora rápidamente después del paso de un frente caliente pudiendo persistir algunas nubes aisladas por un corto periodo después del paso frontal.

-Frentes estacionarios

Cualquiera que sea el tipo de frente que le haya dado origen, un frente estacionario actúa como un frente caliente y las condiciones de tiempo que presenta, son las que se escribieron para el frente caliente típico.

El principal efecto de la estructura de los frentes sobre las cordilleras es retardar el avance del frente, aumentar la cantidad de precipitación del lado barlovento y disminuirla del lado sotavento.

Las corrientes descendentes que se producen en el lado sotavento de las sierras, son las causantes de la falta de nubosidad en este lado de los cerros.

-Frentes ocluidos

Hay dos clases según el contraste de temperaturas:

1. Si el aire frío que se encuentra por detrás del frente frío es más frío que el que se va moviendo por delante del frente caliente, la oclusión es "oclusión tipo frente frío" fig. A

Cuando sucede el caso inverso, es decir que el aire frío que se va moviendo por delante del frente caliente tiene una temperatura menor que el aire frío que viene detrás del frente frío, la oclusión es "oclusión tipo frente caliente".

En toda oclusión, las condiciones de tiempo que se aproximan son una combinación de las condiciones del frente frío y de las del frente caliente. Sin embargo, cuando el aire caliente no es convectivamente inestable, no existe Cb dentro de la masa de Ns y la nubosidad típica es la que se ve en la siguiente figura A.

Si el aire caliente es convectivamente inestable, persiste la presencia del Cb dentro de la masa de Ns y la nubosidad que se observa, es la que se muestra en la figura B.

Fig. A.- Oclusión tipo frente frío

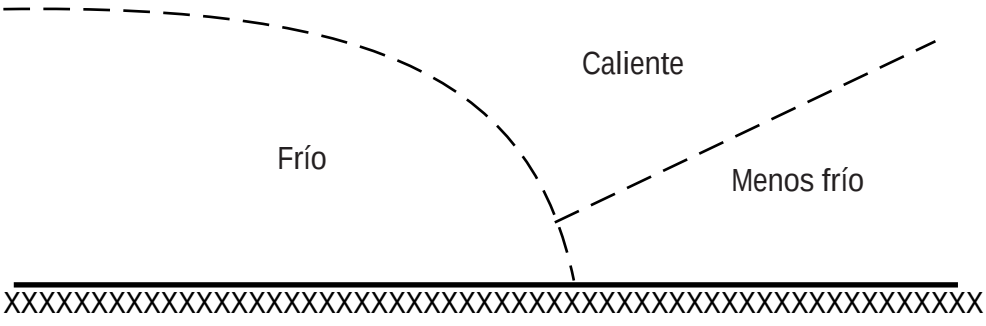
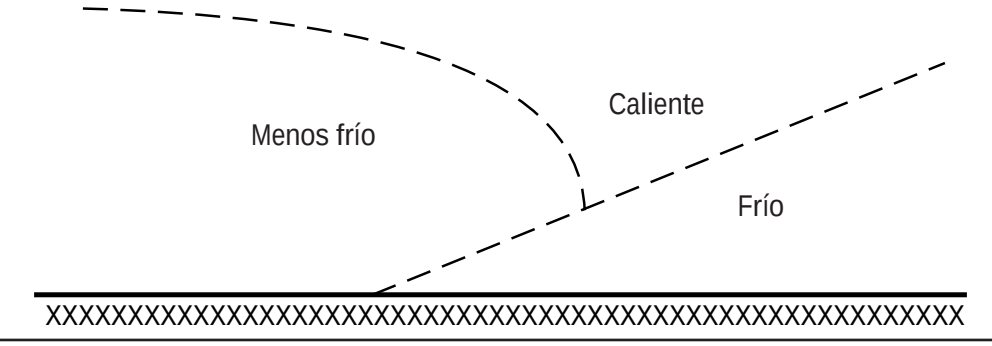
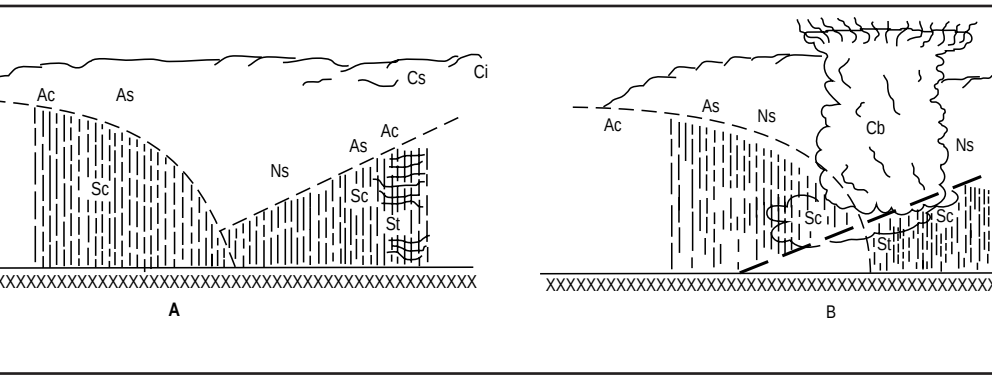


Fig. B.- Oclusión tipo frente caliente





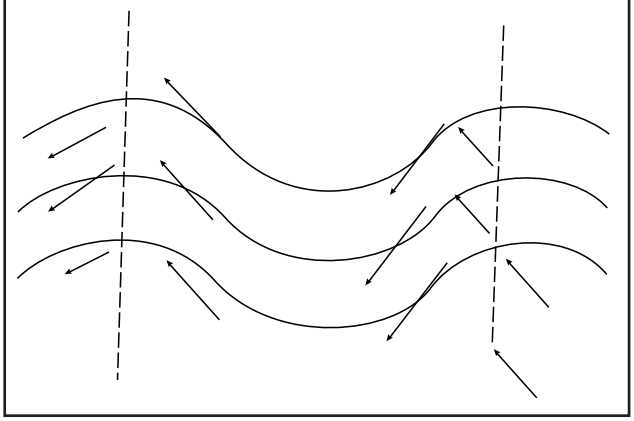
Ondas del Este

Las vaguadas que se presentan en las regiones tropicales y que se mueven de Este a Oeste, reciben el nombre genérico de "ondas del Este". Fuera de los ciclones tropicales, las ondas del Este constituyen las perturbaciones de verano más importantes de las bajas latitudes. La zona en que se presentan las citadas, se mueven hacia el ecuador en otoño y hacia el polo en primavera. Este está de acuerdo con el movimiento que en general tienen los sistemas de presiones con las estaciones del año. Todos los sistemas de presiones se mueven hacia las regiones polares en verano, y a medida que las estaciones van de verano a invierno, los sistemas se mueven hacia el ecuador.

Una vez que la onda se ha formado, el eje de la vaguada se orienta en una dirección casi N-5. En ciertas ocasiones adquiere una dirección NE-SW, pero esto es más bien raro.

En la figura 12 se ha representado la orientación de una onda del Este, con el aspecto que presentan las isobaras en sus inmediaciones. Las flechas representan las direcciones de los vientos en las proximidades de la onda.

Fig. 12

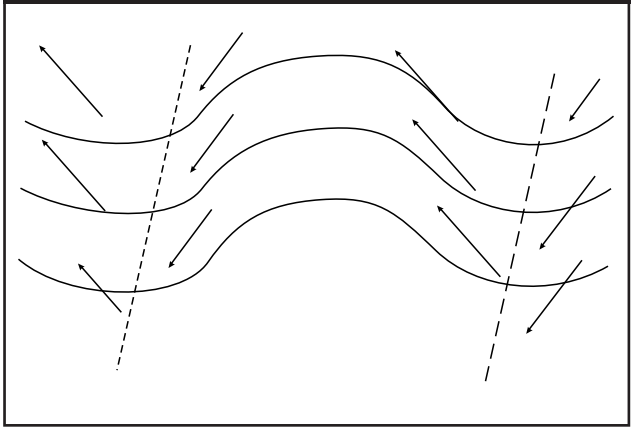


La extensión que una onda del Este puede adquirir en el sentido N-5 puede llegar a ser considerable. La parte norte de la onda está limitando, por lo general, con el extremo sur del anticiclón semi-permanente del Atlántico norte; la parte sur del eje de la onda puede llegar hasta en ecuador geográfico y, en algunos casos extremos, pasar hasta el hemisferio sur.

La longitud de onda de este tipo de perturbaciones puede ser entre 15° a 20° de longitud, es decir, de unos 700 a 800km. Cuando la onda es de poca intensidad, su longitud puede ser bastante menor, de unos 150 a 200km.

En el hemisferio sur, las características de estas ondas son exactamente las mismas que las del hemisferio norte, con la diferencia que en el hemisferio sur la vaguada de la onda se encuentra abierta hacia el norte, es decir hacia el ecuador geográfico, como se ve la figura 13.

Fig. 13



Aspecto sinóptico de una onda del Este, en el hemisferio sur.

El eje de una onda del Este se extiende casi verticalmente con la altura. Sin embargo se ha podido observar que con una cierta frecuencia, el eje se inclina un poco hacia el Este, con la altura. Esta inclinación de la cresta de la onda se muestra en las cartas de presiones y de vientos, trazadas a una cierta altura, por encima de los 10 000 pies.

En cuanto a la distribución de las nubes y de la precipitación, se ha observado que la mayor nubosidad no se produce en el eje mismo de la onda, sino a una pequeña distancia hacia atrás.

La mayor concentración de nubes tipo Sc, Cu y Cb, se encuentra en la zona de convergencia. Esta zona tiene una extensión entre 250 y 400 km, donde la nubosidad se presenta bastante compuesta y la cantidad de Cb es grande. Por delante del eje casi no se observan

nubes bajas. Los Cu son muy aislados y los Cb, si los hay, son también bastante aislados.

Por delante del eje de la vaguada, es frecuente encontrar As y Ac. En la parte que queda al Este, las nubes extendidas son más bien raras.

La precipitación es del tipo de chubasco en la zona de abundantes nubes uniformes y puede ser de carácter continúo ó intermitente en la parte baja donde haya As. Sin embargo, la precipitación continua no es generalizada y suele no ser de larga duración.

Las vaguadas en hondonadas invertidas, son ondas del Este que no son muy intensas y que no tienen gran extensión vertical. Éstas se extienden por encima de los 18 000 pies y su extensión vertical no pasa de ser de unos 6 000 o 10 000 pies.

La característica principal de estas vaguadas es que no presentan malas condiciones de tiempo y muy a menudo, ni siquiera traen nubosidad. Esto se debe a que la convergencia no está en ellas muy bien definida y, si existe, sólo afecta una capa de poco espesor.

XII. Radiosondeo Viento Atmosférico

12.1 Características de la atmósfera

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve a la Tierra, constituida de una mezcla de gases diversos, los cuales son atraídos a la superficie de la Tierra por gravedad, pues esta capa, aunque ligera, tiene peso. De manera convencional, se establece el límite superior de la atmósfera a 1 000 kilómetros de altura sobre la superficie de la Tierra, aunque a esta altura es muy enrarecida en cuanto a su composición, por lo que para efectos prácticos se considerará al límite de la atmósfera a los 30 kilómetros, límite en el que su densidad es apreciable. Además, dado que en este intervalo de 30 kilómetros se generan todos los fenómenos meteorológicos, nos enfocaremos exclusivamente a las características de este extracto atmosférico.

Aunque está compuesta primordialmente de gases, también se encuentran partículas sólidas, además de agua en sus tres estados. En la Tabla 12.1 se presentan los componentes del aire seco (suponiendo que la atmósfera esté exenta de agua), los cuales son constantes hasta los 80 kilómetros. Las composiciones de otros gases, como vapor de agua, ozono y bióxido de carbono, son variables.

12.2 Capas que conforman la atmósfera

La temperatura de la atmósfera varía en su trayecto a lo largo de 30 kilómetros; en algunas capas disminuye conforme aumenta la altura, mientras que en otras aumenta conforme se asciende. Con base en las variaciones positivas y negativas de la temperatura en la atmósfera, se ha establecido un criterio para dividir a las diversas capas que la conforman, siendo éstas:

Tabla 12.1 Composición de la atmósfera

GAS	PROPORCIÓN VOLUMÉTRICA EN LA ATMÓSFERA
Nitrógeno	78.084
Oxígeno	20.946
Argón	0.934
Bióxido de carbono	0.033
Neón	0.00182
Helio	0.00052
Kriptón, Hidrógeno, Xenón, Ozono, Radón, etc.	0.00066

- La TROPÓSFERA, que es la región más baja de la atmósfera, tiene un espesor de aproximadamente 18 kilómetros y su temperatura disminuye con la altura entre 6 y 8 grados centígrados por cada kilómetro, aunque en casos ambientales especiales, se puede presentar una INVERSIÓN DE TEMPERATURA, esto es, la temperatura aumenta con la altura. El límite superior de la troposfera es la TROPOPAUSA; su altura varía con respecto a la posición de la Tierra y dependiendo de las latitudes en que se observe, se encontrarán diversas tropopausas a distintas alturas. La característica de una tropopausa, es que la temperatura y su altura son muy variables. Dado que es la capa atmosférica próxima a la superficie de la Tierra y que sus características varían continuamente, es de suma importancia el análisis de esta capa en el estudio de fenómenos meteorológicos adversos.
- La ESTRATÓSFERA, se encuentra a continuación de la troposfera y de ahí se extiende hasta los 50 o 55 kilómetros sobre la superficie de la Tierra. Su temperatura permanece constante hasta los 20 kilómetros (capa isotérmica), luego crece lentamente hasta los 32 kilómetros, y luego más rápidamente, por encima de esta altitud. La temperatura más alta que alcanza es semejante a la de la superficie de la Tierra, debido a que en estas alturas se encuentra la capa de ozono que absorbe la energía radiante del sol. En esta capa, prácticamente no hay formación de nubes y por lo tanto no hay fenómenos meteorológicos considerables.
- La MESÓSFERA, localizada a la altura en la que la temperatura en la estratosfera deja de crecer (nivel de estratopausa) y de ahí hasta los 80 kilómetros, donde la temperatura comienza a decrecer hasta casi los –95 grados centígrados. Hasta este nivel, se puede considerar a la atmósfera como homogénea esto es, que la proporción de gases son constantes salvo el caso del agua y el ozono. En esta parte de la atmósfera, las temperaturas son muy bajas y se pueden observar incluso nubes noctilucentes, que son fragmentos de polvo cubiertos de hielo. A la capa atmosférica que comprende desde la superficie de la Tierra hasta la mesopausa (parte más alta de la mesosfera), se le conoce como HOMÓSFERA, debido a tal homogeneidad en la composición de la atmósfera.
- La TERMÓSFERA es la capa comprendida entre la mesopausa y los 110 kilómetros. Se le llama así por ser una capa altamente térmica, donde las temperaturas alcanzan hasta los 500°F (260 grados celsius). Debido a tales temperaturas y a la presencia de rayos X y ultravioleta, las moléculas de los gases quedan separadas dando lugar a los átomos que las constituían. Ocurren también otras reacciones que dan lugar a la ionización de dichos átomos.
- La EXÓSFERA, donde la densidad de la atmósfera después de la mesopausa (capa superior de la mesósfera) es muy pequeña, siendo muy pocas las colisiones moleculares al nivel de los 500 o 600 kilómetros de altitud. Debido a la casi ausencia de gravedad, las partículas presentes en esta capa se convierten en proyectiles balísticos en miniatura.

En la Figura 12.1, se esquematizan todas las capas de la atmósfera, además de las presiones, alturas y temperaturas que se presentan en ella.

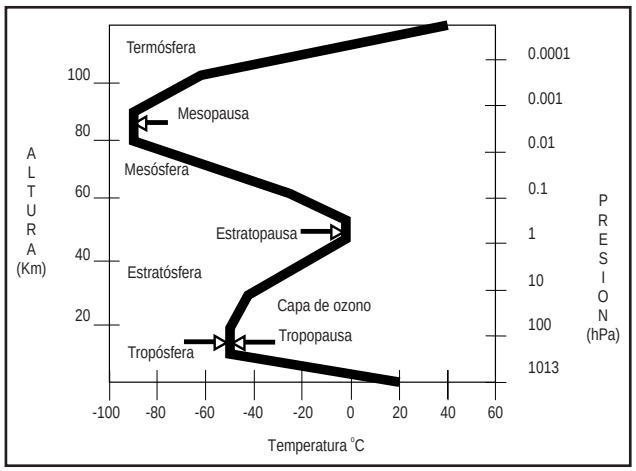


Figura 12.1 Capas de la atmósfera

12.3 Importancia de conocer las condiciones a lo largo de la atmósfera

La propagación de la energía solar se desarrolla a través de los diversos procesos de intercambio de calor entre

la Tierra y la atmósfera. Estos procesos mantienen una temperatura promedio en superficie de 15 grados centígrados. Asimismo, las variaciones de la temperatura y el contenido de humedad en la atmósfera producen cambios, los cuales ocasionan la mayoría de los fenómenos atmosféricos.

Como ya se mencionó, al nivel de la tropopausa la temperatura disminuye conforme se asciende, pero cuando ésta aumenta, se produce una INVERSIÓN EN TEMPERATURA, la cual puede ser en superficie o altura. El conocimiento de estas inversiones es de importancia en meteorología para identificar fenómenos de obstrucción a la visión y nubes de tipo estratiformes en altura.

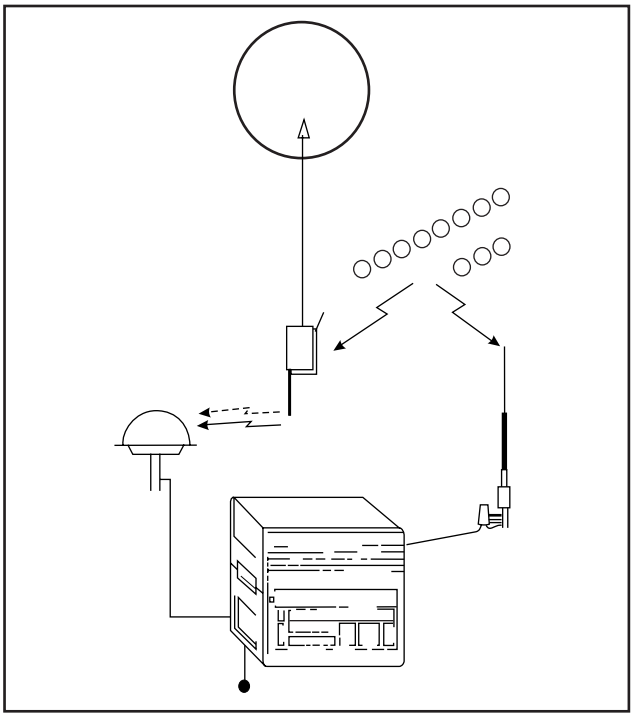
Por otro lado, es importante determinar las condiciones de humedad a lo largo de la tropósfera, así como los niveles a los que se condensa el vapor de agua (nivel de condensación), al que se forma hielo (nivel de congelación) y el nivel al que se dispara una nube de desarrollo vertical (nivel de libre convección), pues todos estos factores pueden indicar la posibilidad de una tormenta eléctrica.

Finalmente, debido a los intercambios de calor que existen entre la superficie de la Tierra y la tropopausa, se genera un desplazamiento de la capa de aire, provocando los vientos, los cuales son de importancia conocer tanto en su desplazamiento como en su intensidad, con el objeto de poder programar diversas actividades que se efectúan en el aire, principalmente la aeronáutica.

Además de estas necesidades, es importante tomar en cuenta todo lo referente a los estudios e investigaciones que en torno a la atmósfera se refiere, tales como los estudios espaciales, la construcción de edificaciones de gran altura, y muchas otras. Es por ello que el Servicio Meteorológico Nacional como institución responsable de dar a conocer tanto variables meteorológicas como las condiciones atmosféricas actuales, debe contar con el equipamiento necesario para medir dichas variables y a partir de ellas efectuar pronóstico del comportamiento atmosférico para darlo a conocer al público en general. Cuenta con una Red de Radiosondeo Viento Atmosférico, que se encarga de efectuar las mediciones de las variables a lo largo de la atmósfera, como son humedad, temperatura y vientos, relacionadas con la presión y, a la vez, con la altura sobre el nivel del mar.

12.4 El radiosondeo

La radiosonda y el equipo terrestre conexo es un sistema de medida para la telemedición directa de los parámetros atmosféricos (Figura 12.2). Los parámetros normalmente medidos son la temperatura, la humedad y la presión atmosférica. Con la utilización de un radioteodolito o radar se pueden obtener también las variables del viento en altitud. Las radiosondas también se utilizan para mediciones, con fines especiales, del ozono atmosférico, la radioactividad, el potencial eléctrico de la atmósfera, etc.



Con respecto al techo de las mediciones con radiosonda, los sistemas de radiosondeo se pueden agrupar en tres categorías distintas:

a) Sistemas de la capa planetaria para mediciones de rutina dentro del intervalo de altura de 0 a 2 500 metros.
b) Sistemas de radiosondeo para toma de mues-

tras de la tropósfera y baja estratósfera hasta 30 kilómetros.

c) Sistemas de radiosondeo mesosférico, usando cohetes como vehículo, para tomar muestras de las capas atmosféricas entre 30 y 90 kilómetros.

Las unidades de medida para las observaciones de radiosondeo de rutina, son el Hectopascal (hPa) para la presión atmosférica, el grado celsius (°C) para las temperaturas y el tanto porciento (%) para la humedad relativa. La unidad de geopotencial es el metro geopotencial (mgp), aunque para efectos prácticos, se considerará al metro geopotencial como la altura expresada en metros.

En lo que respecta a las mediciones de radiosondeo, los requisitos de exactitud difieren según las mediciones que se efectúen. En la mayoría de los casos, será satisfactoria la determinación de la temperatura con una exactitud de 0.25°C, la humedad con el 5% y la presión atmosférica con un Hectopascal.

La asignación de frecuencias referentes a equipos de sondeo es la siguiente: 27.5 a 28 MHz, 153 a 154 MHz, 400.15 a 406 MHz y 1668.4 a 1700 MHz.

Los datos leídos por la sonda son rastreados desde una estación en tierra con la ayuda de un dispositivo que tiene integradas las dos antenas: la antena de recepción de datos y la de posicionamiento de satélites. Los datos llegan en lapsos de dos segundos, pudiéndose con ello obtener información cada 10 metros aproximadamente.

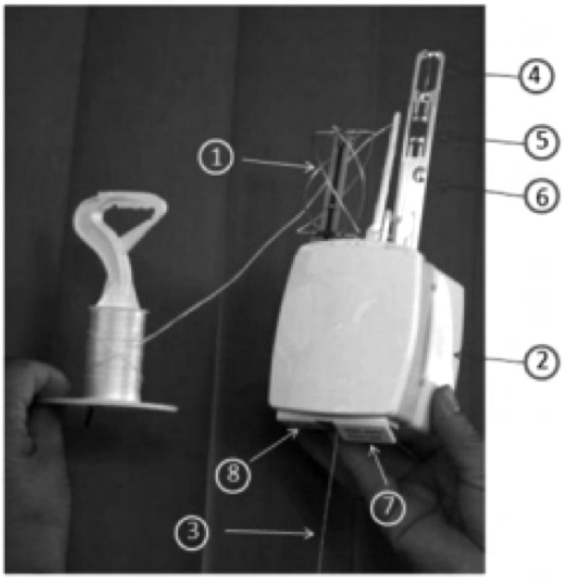
12.5 Equipo de radiosondeo

La sonda

La SONDA es una pequeña caja de aproximadamente 300 gramos de peso y que mide 5.5 cm de espesor por 15.5 cm en largo y 12.5 centímetros de ancho. Tiene integrados sus dispositivos de medición de temperatura, presión y humedad, una antena externa que envía los datos a la estación en tierra, y una antena interna que ayuda a la determinación de la dirección y velocidad de los vientos. También consta de un compartimiento donde se resguarda la batería, encargada de suministrar la potencia de 200 miliwatts para que puedan ser detectados los datos por la estación en tierra. En la Figura 12.3 se esquematizan las partes y los sensores de la sonda.

La caja de la sonda está debidamente protegida por un recubrimiento de unicel, lo cual la hace más ligera y

Radiosonda Vaisala RS92-SGP



1.- Antena GPS
2.- Bateria
3.- Antena
4.- Sensor de Temperatura
5.- Sensor de Humedad
6.- Soporte de sensores
7.- Interface GC25
8.- Interface para sensor adicional

Figura 12.3 La sonda

evita lastimar a las personas en caso de que caiga en una zona poblada al descender, después de reventar el globo.

La sonda consta de un sensor externo de temperatura y humedad, consistente en un capacitor de película delgada, el cual se dilata o contrae ante la variación de la temperatura. Un segundo capacitor determina los valores de humedad en función de la temperatura leída por el primero. La presión es medida mediante una cápsula aneroide dentro de la sonda, la cual se expande conforme el globo alcanza mayor altura, o se contrae, cuando éste se ha reventado y la sonda comienza a caer. Finalmente, los valores de viento son detectados mediante una antena integrada que tiene la sonda, que se encarga de rastrear la posición de los satélites NavSTAR con respecto a la antena de la sonda. Para poder determinar los valores de vientos, la sonda tiene que registrar el posicionamiento de por lo menos cuatro de los 18 satélites visibles.

El globo

Para que la sonda detecte los valores meteorológicos en diferentes estratos de la atmósfera, es necesario elevarla a través de dichas capas, lo cual se consigue amarrándola a un globo meteorológico, que se irá levantando a lo largo de la atmósfera hasta llegar a los 25 000 o 30 000 metros de altura, que es suficiente para estimar el comportamiento de la atmósfera durante las próximas 24 horas (Figura 12.4).

El globo es de neopreno o de caucho sintético, que es un polímero altamente resistente a humedad, bajas temperaturas, ozono y radiaciones ultravioleta, además de ser elástico. El globo debidamente inflado con hidrógeno, llega a medir hasta 150 centímetros de diámetro máximo y es capaz de levantar un peso de 450 gramos, suficientes para vencer fuertes corrientes de viento y conseguir que se levante verticalmente. El cuello del globo es la parte más resistente de éste, siendo capaz de levantar un peso de hasta 18 kilogramos sin dañar el caucho; su diámetro oscila entre los 10 y 15 centímetros y el espesor del globo debe aumentar conforme se aproxima al cuello.

Para que la sonda alcance alturas de hasta 30 kilómetros de altura en un período no mayor de 90 minutos, que es el tiempo máximo que debe durar un radiosondeo, se estima que se requiere de un globo meteorológico de 800 gramos de peso y un diámetro de 160 centímetros (no inflado), capaz de levantar hasta 450 gramos (incluido el peso de la sonda) a una velocidad promedio de 5 metros por segundo.

El generador de Hidrógeno

El globo es inflado con gas hidrógeno que es un gas ligero, fácil de obtener y que ocupa bastante volumen, lo cual es sumamente económico. Tiene una fuerte afinidad con el oxígeno, con el cual se combina para obtener una mezcla explosiva. El hidrógeno químicamente puro quema con llama incolora, desarrollando una temperatura de alrededor 1 500 grados centígrados. Debido a su muy baja energía de ignición, el Hidrógeno se puede inflamar con chispas de electricidad estática muy débiles. La electricidad estática se puede producir por el inflado

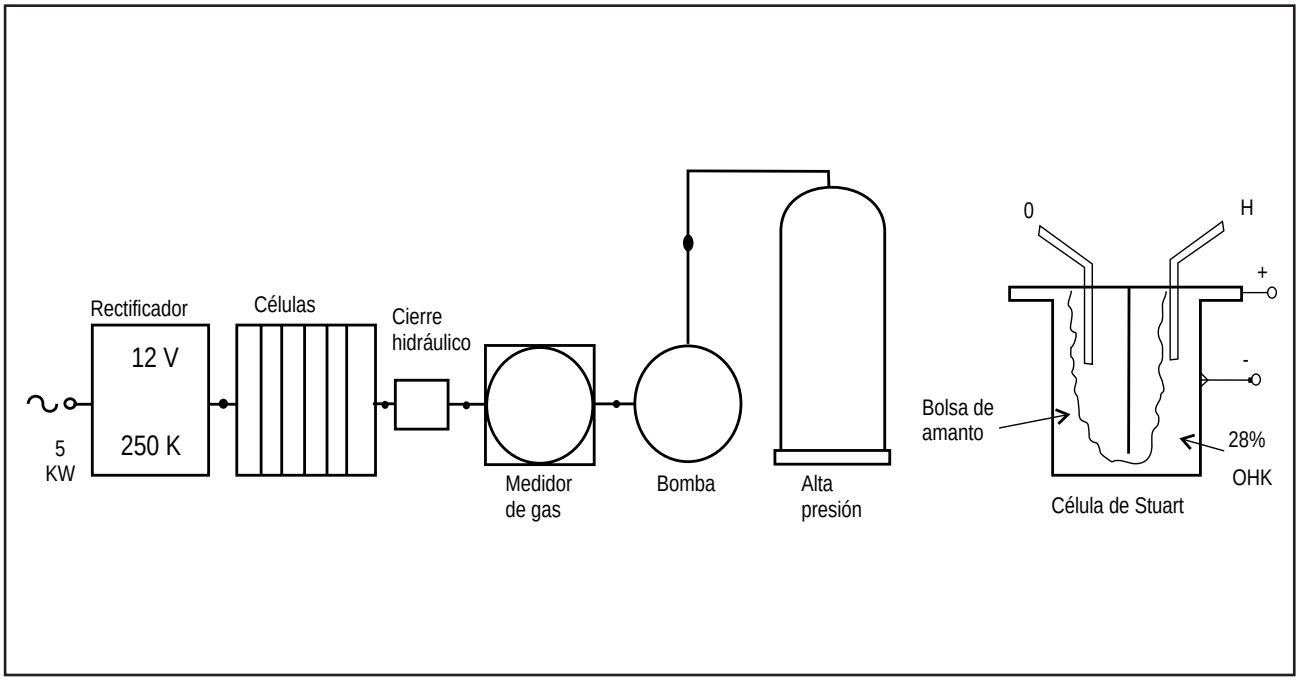


Figura 12.5 Esquema funcional del generador de hodrógeno electrolítico

de globos protegidos con talco, debido a la fricción entre las partículas del talco. Con el objeto de impedir la ignición del hidrógeno por electricidad estática, se recomienda el inflado de los globos a velocidades muy bajas.

El hidrógeno es obtenido por electrólisis del agua, consistente en el paso de corriente eléctrica en el agua, la cual tiene en solución un electrolito; generalmente sosa cáustica. En general, la célula electrolítica es un generador de baja presión de libera hidrógeno (así como oxígeno), a una presión de columna de agua de 160 milímetros. En la Figura 12.5 se muestra el diagrama en bloques del generador. El generador consta de una fuente de alimentación de corriente continua (rectificador), una batería de células de hidrógeno electrolíticas, un cierre hidráulico, un portador de gas de baja presión, un compresor y un recipiente de gas de alta presión. Según la potencia eléctrica disponible, se pueden usar generadores que tienen distintos regímenes de salida de hidrógeno, uno de ellos con un consumo de alrededor 5 Kilowats, con capacidad de entrega al portador de gas de alrededor de 0.6 metros cúbicos de hidrógeno por hora. El gasto de agua de este modelo es de alrededor de 12.5 decímetros cúbicos por día más 2.6 decímetros cúbicos de desmineralizador de agua.

12.6 Metodología para efectuar el radiosondeo (Radiosonda RS 92)

a) Llenar el globo

1. Tomar un globo y colocarlo en la cama.
2. Ajustar la boquilla metálica al globo (350 gr). y prensarlo con el sujetador que tiene atadas la pesas (700 gr).
3. En el tanque de almacenamiento: cerciorarse de que las dos llaves de salida de gas (conectadas a la manguera ajustada al globo) están cerradas.
4. Abrir la llave de tipo esfera (de palanca).
5. Lentamente ir abriendo la llave de rosca, que es la más próxima al tanque (colocada a la derecha del sondista), para ir llenando paulatinamente el globo.
6. Cuando el globo levante las pesas 1 cm sobre la cama de inflado, proceder a cerrar ambas llaves.

b) Preparación de DigiCORA MW11

1. Encender **DigiCORA**, oprimir tecla **ON** en el panel frontal.
2. Al desplegar la hora dar **Accept** (oprimir tecla **C4**)
3. Seleccionar **Sond** (**C1**).
4. Se despliega el siguiente mensaje, Sonde Type: analog (**C1**) digital (**C2**), oprimir digital (**C2**), para operar con radiosondas RS92.
5. En el display del DigiCORA aparecerá el mensaje, **TUNE THE RECEIVER TO SONDE FRECUENCY,** Dejar asi el DigiCORA y proceder a preparar la sonda.

c) Preparacion de Ground Check y radiosonda

1. Elegir la radiosonda que corresponda usar de acuerdo a su número. de serie (que se debe seguir el siguiente que aparece en la bitácora de radiosondeo, asignado a esa fecha y hora).
2. Abrir bolsa metalizada y extraer la sonda cuidadosamente.
3. En el **GC25** (**nuevo Ground check**), abrir la tapa de compartimiento con humedad 0%, colocar la sonda en la base de **GC25** y sus sensores dentro de su compartimiento. Verificar que estén bien colocados tanto la sonda como los sensores y cerrar cuidadosamente la tapa.
4. Conectar el cable del **GC25** a la radiosonda.
5. Encender **GC25**, este reconocerá el tipo de radiosonda y preguntara si se requiere el reacondicionamiento de los sensores de humedad.

Recond. U-Sensor ?
YES

6. Oprimir select El reacondicionamiento tarda 3 minutos. Al terminar se despliega lo siguiente:

Frecuency: 40 X.XX Mhz
Tune Frec. ? NO

7. Anotar frecuencia y oprimir select Aparecerá en el display del GC25 lo siguiente:

Timer: Disabled
Set Timer? NO

8. Oprimir select Se despliega el siguiente mensaje:

Ground Check Mode
Press Selec

9. Dar select Esperar a que se despliegue la temperatura en el display del Ground Check. Puede sea inmediata o puede tardar hasta alrededor de 2 minutos. Al aparecer esta temperatura, ir a sintonizar la frecuencia en el DigiCORA.

d) Sintonizacion de frecuencia en el DigiCORA.

1. Sintonizar frecuencia en el DigiCORA: Oprimir la tecla **TELEM**, y sintonizar (buscar) la frecuencia de la radiosonda con **SCAN** (tecla **C1**). Si la señal no se fija automáticamente con **SCAN**, proceder a bajar manualmente la frecuencia con Tune dn (**C3**) o a subirla con **Tune Up** (**C4**)
2. Al sintonizarse la señal, el DigiCORA reconocerá automáticamente a la radiosonda, y se despliega en su display el número de serie de la radiosonda y el anuncio de **diagnostic OK**, dando también la opción de **accept** en **C5**.
3. Dar **ACCEPT** (C5)
4. Oprimir **GC** (C3)
5. Esperar a que aparezca en el display la opción **GC Ref** en (C5) y seleccionarla.
6. Introducir los datos de referencia: presión marcada en el barómetro de la estación, temperatura indicada en el display del GC25 y la humedad relativa igual con 0% (esto se realiza utilizando el teclado azul del panel frontal, de la DigiCORA,

dando **enter** para introducir cada dato.

7. Aparecerán las correcciones realizadas automáticamente por el equipo, si estas son adecuadas, el equipo desplegara la opción **Accept**, Oprimir **Accept**.
8. Colocar la batería dentro de su caja plástica, con su conector listo para ensamblarse a la sonda. Nota: el conector de la radiosonda solo admite una posición del conector de la batería para ensamblarse, verifique que el conector de la batería se encuentre debidamente colocado antes de seguir con el siguiente paso.
9. Realizar la siguiente secuencia con el mayor cuidado pero a la brevedad posible: apagar el GC25, desconectarlo de la sonda (retirar cable plano), abrir tapa del GC25 y sacar con cuidado los sensores, cerrar tapa, conectar la batería a la radiosonda y colocar la cubierta plástica de la batería, de manera que se ensamble con la sonda.
10. Una vez realizado lo anterior, verifique que tiene datos de PTU en la pantalla del DigiCORA. Si no, revise la batería y su conexión a la sonda.
11. Colocar el soporte plateado de los sensores ("**bracito de la sonda**") en su posición de vuelo, pasándolo por los ganchos de plástico de la sonda.
12. Ya con los datos de PTU desplegados en la pantalla del DigiCORA, colocar la sonda en posición vertical a cielo abierto (por favor antes de esto verifique que ha cerrado adecuadamente la tapa del GC25).
13. Oprimir status y luego GPS (**C5**) esperar a que aparezcan al menos 4 "unos".
14. Oprimir data y luego WIND (**C4**) esperar a que desaparezcan las diagonales y aparecen datos.

    Nota: antes de atar la sonda al globo, realizar la siguiente secuencia: oprimir la tecla **TELEM** luego More (**C5**) y AFC (**C1**), para eliminar AFC DE LA PANTALLA DEL DigiCORA. Si esto no se realiza la sonda puede perder datos de PTU.
15. Proceder a atar la sonda al globo y liberarla. **NOTA:** No olvidar retirar el "**seguro**" del carrete de hilo y verificar que éste se desenrolle efectivamente.

e) Introducción de los datos de superficie

El equipo DigiCORA detecta el lanzamiento de la sonda y solicita la introducción de los datos de superficie.

Introducir los datos de superficie:

Presión: Tomar la lectura directamente del barómetro aneroide de la estación de radiosondeo.

Temperatura: Tomar la lectura del termómetro de temperatura ambiente (bulbo seco) en el psicrómetro, o en su defecto del termohidrómetro digital colocado dentro de la garita meteorológica. Antes de tomar la lectura deje ambientar la garita por **30 segundos** con sus puertas abiertas.

Velocidad y dirección del viento: Tomar el dato del anemocinemógrafo o del instrumento de medición de viento con el que se cuente.

Todas las lecturas son introducidas al DigiCORA mediante el teclado azul del panel frontal.

f) Programa Metgraph

1. Verificar que el switch de datos está en la posición "A"
2. Encienda el monitor de la PC
3. Encender PC. Al encender LA COMPUTADORA, en el recuadro que solicita "introduzca su contraseña de red Microsoft" se seleccione "aceptar", teniendo **sondeo** como nombre de usuario y **sin contraseña**. Enseguida aparecerá otro recuadro que solicita "Escriba un nombre de usuario y una contraseña para iniciar la sesión de Windows"

aquí se debe seleccionar la opción "cancelar" teniendo también **sondeo** como nombre de usuario y de nuevo **sin contraseña**.

4. **Doble clic** en el icono **Metgraph**
5. **Clic** en la opción **sounding**
6. **Clic** en la opción **connect**
7. Seleccionar con el mouse **MW15PC server**
8. Dar **OK**. La PC debe desplegar en pantalla el mensaje waiting for start.
9. El programa pregunta **Overwrite**? Dar **si**.

Después de esto se inicia automáticamente la transferencia de información entre la DigiCORA y la PC, al terminar la observación que tiene una duración de 90 minutos aproximadamente, se procede al almacenamiento y transmisión de los datos.

Almacenamiento y transmisión

1. Oprimir status (**C4**)en el DigiCORA para imprimir la razón de terminación
2. Oprimir Temp (**C1**) en el DigiCORA para imprimir el mensaje **Temp**.

   Pregunta **Is sounding complete**? Dar **SI** o **Yes**.
3. Verificar en la pantalla de la **PC**, que en la ventana de **sounding workship** aparezca el mensaje **END**, (en el recuadro **status:EDTMW-End**).
4. Ir a la ventana de **Temp**. Cerrar todas las ventanas que contengan mensajes **Temp y Pilot previos.**
5. EN la ventana que queda abierta (**Edited.spf**) con el mouse hacer un clic sobre "**Temp**" y sobre "**code**" esperar a que aparezca una ventana conteniendo la codificación: verificar que contenga los siguientes grupos: **TTAA, TTBB, PPBB, TTCC, TTDD y PPDD.**
6. Minimizar las ventanas de Windows y hacer clic en el icono "**conver**"
7. Teclear **conver** y el nombre del archivo según se acostumbra **aammddhh** y dar **enter**. El archivo debe ser copiado automáticamente a la red, verifique que al final de los mensajes que aparezcan en pantalla diga: **1 archivo copiado**.
8. Teclear **exit** y dar **enter**, para salir de "**cover**"
9. Cambiar el **switch** a posición "**B**"
10. Hacer doble clic en el icono **PCMF12**.
11. En el DigiCORA:

    - A) **More** (C5)
    - B) **Mfsave** (C1)
    - C) **A** (C1)
    - D) **Ascii** (C4)
    - E) En el teclado azul del DigiCORA, **teclear** el nombre del archivo: **aammddhh** y dar **enter** (en el DigiCORA)

12. Empieza a grabarse el mensaje con la extensión AED en la PC, al terminar cerrar las ventanas del programa **PCMF12**.
13. Doble clic en el icono "**pkz**"
14. Después del prompt dar **PKZ _aa(año) _ mm(mes) _dd(día)_hh(hora)** y dar **enter, ojo: PKZ** (espacio) **aa** (espacio) **mm** (espacio), etc.
15. Se empieza a transmitir el mensaje, verifique que al final de los mensajes que aparezcan en pantalla diga: **1 archivo copiado**.
16. Una vez que finaliza, cerrar ventanas, proceder a **apagar** DigiCORA, **PC monitor y MODEM**.
17. Colocar el switch nuevamente en posición "**A**"
18. **Escribir** información en la **bitácora**.
19. **Archivar** impresiones con **listado y mensaje TEMP** en carpeta.

12.7 Forma de reportar el sondeo

La duración del sondeo es de aproximadamente 90 minutos. Una vez terminado, el dispositivo ubicado en la Estación en Tierra integra la información recabada y automáticamente genera los mensajes FM 35 X TEMP, así como el FM 32 IX PILOT; mensajes solicitados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), y que contienen la información indispensable para crear modelos de pronóstico del tiempo. Todas las Estaciones de Radisosondeo Viento Atmosférico generan su propio mensaje en forma automática, los que, una vez generados, son integrados en el Centro Nacional de Telecomunicaciones Meteorológicas ubicado en la Ciudad de México, y éste se encarga del envío a Washington DC, Estados Unidos, sede de un Centro Meteorológico Mundial de la OMM, quien se encarga de difundirlos a nivel mundial.

XIII. Criterios de emplazamiento de un observatorio meteorológico

13.1 Introducción

Las observaciones meteorológicas de superficie se efectúan al nivel del suelo o al nivel del mar, o bien en sus proximidades. Un observador debe disponer para esta tarea de instrumentos, los cuales deben ser colocados de acuerdo a las normas internacionales. Este texto está dedicado principalmente a los criterios a tomar en cuenta para el emplazamiento y orientación de los instrumentos de una estación sinóptica de superficie.

Es evidente que los instrumentos meteorológicos, así como las condiciones en las que fueron originalmente instalados experimentan modificaciones importantes en los diferentes servicios meteorológicos del mundo pero estas modificaciones son demasiado numerosas para poder ser examinadas con detalle en este texto. Sin embargo, cabe esperar que se encontrará información que será útil para la formación de los meteorólogos.

Las diferentes categorías de las estaciones meteorológicas son las siguientes:

- Estaciones sinópticas de superficie (terrestres y marinas)
- Estaciones sinópticas de altura (terrestres y marinas)
- Estaciones climatológicas
- Estaciones meteorológicas agrícolas
- Estaciones especiales
- Estaciones aeronáuticas
- Estaciones de satélites meteorológicos

De acuerdo con el reglamento técnico de la Organización Meteorológica Mundial (WMO No. 49) la densidad de las estaciones es la siguiente:

- Las estaciones terrestres principales no deberán distar entre si más de 150 km.
- Las estaciones terrestres de observación en altitud no deberán distar entre si más de 300 km.

Para efectos de este texto, nos enfocaremos exclusivamente a las estaciones sinópticas terrestres, que son el tema de ésta publicación y, a manera de breviario, diremos que son aquellas que se encargan de efectuar observaciones meteorológicas para las necesidades de la meteorología sinóptica. Esta rama de la meteorología se refiere al estudio del tiempo real basado en observaciones anotadas en mapas geográficos. Las estaciones sinópticas comprenden, por una parte, las estaciones de observación de superficie y, por otra parte, las estaciones de observación en altitud.

13.2 Requisitos generales que ha de satisfacer la estación sinóptica

El equipo instrumental de una estación sinóptica es el siguiente:

- Termómetros, seco y húmedo (o higrómetro, para temperaturas muy bajas)
- Termómetros de máxima y de mínima
- Garita termométrica
- Pluviómetro

- Barómetro
- Barógrafo
- Anemómetro o anemógrafo
- Veleta

Como instrumentos que es deseable añadir a los anteriores, citaremos:

- Termógrafo
- Higrógrafo
- Heliógrafo
- Termómetros del suelo
- Radiómetros
- Medidores cuantitativos del punto de rocío
- Telémetro de nubes
- Pluviógrafo
- Termómetro de mínima sobre hierba
- Termómetro de temperatura del agua y registradores
- Evaporímetros
- Medidor de la acumulación del hielo.

13.3 Emplazamiento y exposición de los instrumentos

El lugar de la estación meteorológica debe ser representativo, desde el punto de vista meteorológico, del área en la cual está ubicado, es decir que las variables atmosféricas medidas en el lugar deben ser típicas del área. En lo posible debe evitarse un sitio que tenga obstrucciones en la vecindad próxima, que puedan afectar las variables que se están midiendo. Las edificaciones grandes y fuentes artificiales de calor, humedad y contaminación, distorsionan las mediciones de temperatura, humedad, evaporación, viento, etc.

La exposición de los instrumentos meteorológicos constituye un factor significativo en la medida de determinados elementos meteorológicos y, por consiguiente, a fin de que las observaciones de distintas estaciones puedan ser comparables, las exposiciones deben ser similares. Una parcela de terreno llano cubierto de hierba baja de aproximadamente 6 x 9 metros, resulta satisfactorio para los instrumentos que han de medir la temperatura y humedad ambientes, siempre que esté adecuadamente situada. Debe quedar afuera de la influencia de árboles y edificios y en una posición tal que constituya una buena representación de las condiciones colindantes. En la medida de lo posible, la estación no debe estar situada sobre o cerca de laderas muy inclinadas, crestas, acantilados o depresiones. También es importante evitar la proximidad inmediata de grandes edificios. Se puede hacer una excepción en el caso de instrumentos de medida de la precipitación, que requieren una distribución adecuada de árboles o arbustos similares que actúen como pantalla contra el viento sin crear turbulencias perjudiciales.

Al hacer el montaje de una estación, debe tomarse en cuenta la aplicación que se dará a los datos, y asimismo dotarla del instrumental indispensable y buscar el sitio que permita su correcta instalación, para lo cual deben tomarse en cuenta los siguientes criterios:

En forma general

a) *Relieve*
En el estudio del tiempo y del clima se ha determinado que en un área existen variaciones de temperatura, precipitación, dirección y velocidad del viento, etc., debido a la configuración, aislamiento, orientación y discontinuidad que se presentan en dicha área.

b) *Factores geográficos*
Es necesario considerar la cercanía al nivel del mar, y en áreas continentales la proximidad de almacenamiento de aguas naturales o artificiales.

c) *Cuencas hidrológicas*
Debido a las variaciones que se presentan en una cuenca hidrológica, se requiere la correcta delimitación de ésta para poder ubicar la estación en los sitios representativos.

d) *Naturaleza del suelo*
La naturaleza del suelo relacionada con el conocimiento de parámetros meteorológicos es determinante en el entendimiento de cómo se representan los procesos de erosión, escurrimiento, recarga de acuíferos, etc., por lo que es necesario considerar los sitios representativos de los prin-

cipales tipos de suelo. El suelo donde se encuentra ubicada la estación debe estar cubierta de un pasto natural de la región que se mantendrá corto de temporal y sólo en condiciones extremas, se regará, únicamente en el lugar donde se vá a medir la temperatura del suelo, que es de aproximadamente 1 x 1 metros y se debe conservar limpio de vegetación natural o inducida.

e) Vegetación natural

Los elementos meteorológicos como la radiación, temperatura, precipitación, evaporación, etc., establecen las condiciones climáticas en las que se desarrollan los diferentes tipos de vegetación natural, por lo que para el estudio de ésta, se requiere tomar en cuenta las áreas representativas de las diferentes formaciones vegetales. Un radio de 50 metros alrededor de la estación deberá ser de vegetación natural de la zona, siempre que no exceda la altura permisible.

f) Cultivos

Para fines agrometeorológicos, debido a la interacción que existe en el crecimiento y desarrollo de los cultivos y los elementos meteorológicos, estos se deben tomar en cuenta en el área donde predomina cierto cultivo, por ejemplo en una zona cañera, cafetalera, maicera, etc. Por ningún motivo poner cultivos dentro de la estación o crear condiciones que puedan afectar por su cercanía la acción normal de los instrumentos, principalmente el ambiente inmediato en lo referente a radiación, temperatura, humedad y vientos.

g) Zonas urbanas e industriales

En estas zonas, la necesidad de contar con datos como la precipitación, principalmente, es de primordial importancia, ya que el recurso agua tiene un uso intensivo y este dato se requiere para la dotación de ciertos servicios indispensables a la población, como sanidad, agua potable, desagües, etc.

En forma particular

a) Representatividad

El lugar donde se ubicará la estación debe contar con características muy similares al paisaje natural de la región.

b) Emplazamiento despejado

El terreno donde se instalará la estación debe estar libre de obstáculos naturales o artificiales (árboles, edificios, etc.), los cuales deberán estar a una distancia equivalente a diez veces su altura, ya que éstos obstruyen el libre trayecto de los parámetros que se han de observar o registrar.

c) Terreno

El terreno seleccionado deberá guardar homogeneidad en relación a las condiciones naturales de la región, a fin de que la exposición de los aparatos sea la mejor; así también, la estación debe estar transversal a los vientos dominantes y perfectamente nivelada y no presentar depresiones, ya que esto provocará problemas en época lluviosa, como inundación, y dificultando el acceso a la toma de las observaciones. El terreno estará cercano a una fuente de energía eléctrica, para los aparatos que trabajan por impulso eléctrico y para ofrecer facilidad en la toma de lecturas durante la noche. Debe estar colocado en un lugar cuyas condiciones físicas y legales aseguren que la estación permanecerá en este lugar, por un número indefinido de años.

d) Cercanía al observador

Tiene mucha importancia que el observador viva cerca de la estación, por la constante vigilancia que debe tenerse sobre el instrumental, así como para evitar la dificultad de trasladarse al lugar.

e) Fácil acceso

Es de primordial importancia ubicar las estaciones en los sitios más apropiados, cercanos a vías de comunicación, con un fácil acceso tanto para la instalación en sí de la estación, como para el traslado del observador. La selección del lugar está condicionada a la consideración de los factores anteriores.

f) Infraestructura.

Se hace necesario anexar a la estación las construcciones que servirán de oficina, mantenimiento, calibración y almacenaje de instrumental y sus refacciones, así como para mantener organizados

para fácil consulta todos los registros climatológicos; además para trabajos de índole administrativo y de servicio personal, y por último para la ubicación de los equipos que tienen sus registradores, las computadoras y los colectores de datos de equipo de control remoto.

Procurar evitar al máximo los pasillos de cemento, en el interior de la estación a fin de no interferir o crear condiciones que modifiquen la acción natural de los elementos meteorológicos, principalmente las referentes a temperaturas y radiación; en caso necesario poner caminos en forma de huellas.

Preferentemente, el área de 9 x 6 metros deberá ser debidamente protegido por un cerco que tenga una puerta de acceso, con el objeto de que los instrumentos, así como la representatividad de dicha área, no sean violados por agentes externos, como vandalismo o por animales. Los detalles recomendables en la construcción del cerco se especifican en la Figura 13.1.

La puerta del cercado debe estar orientada hacia el Norte, a fin de no obstaculizar la luz del sol para las observaciones de heliofania, pudiendo ser su largo tal (aproximadamente 3 metros), que permita la entrada de un vehículo dentro de la estación, para posible reparación, limpieza, mantenimiento, introducción de equipo, etc.

13.4 Cuidados de la estación

Se debe realizar una supervisión y evaluación periódica a fin de determinar que:

- Los instrumentos estén en buen estado y perfectamente calibrados.
- Los observadores efectúen las mediciones correctamente y en horarios establecidos, así mismo que sean competentes y responsables
- Que exista uniformidad en los métodos de observación con base en las Normas Internacionales de la OMM.
- Se elaboren correctamente los registros de la información meteorológica.

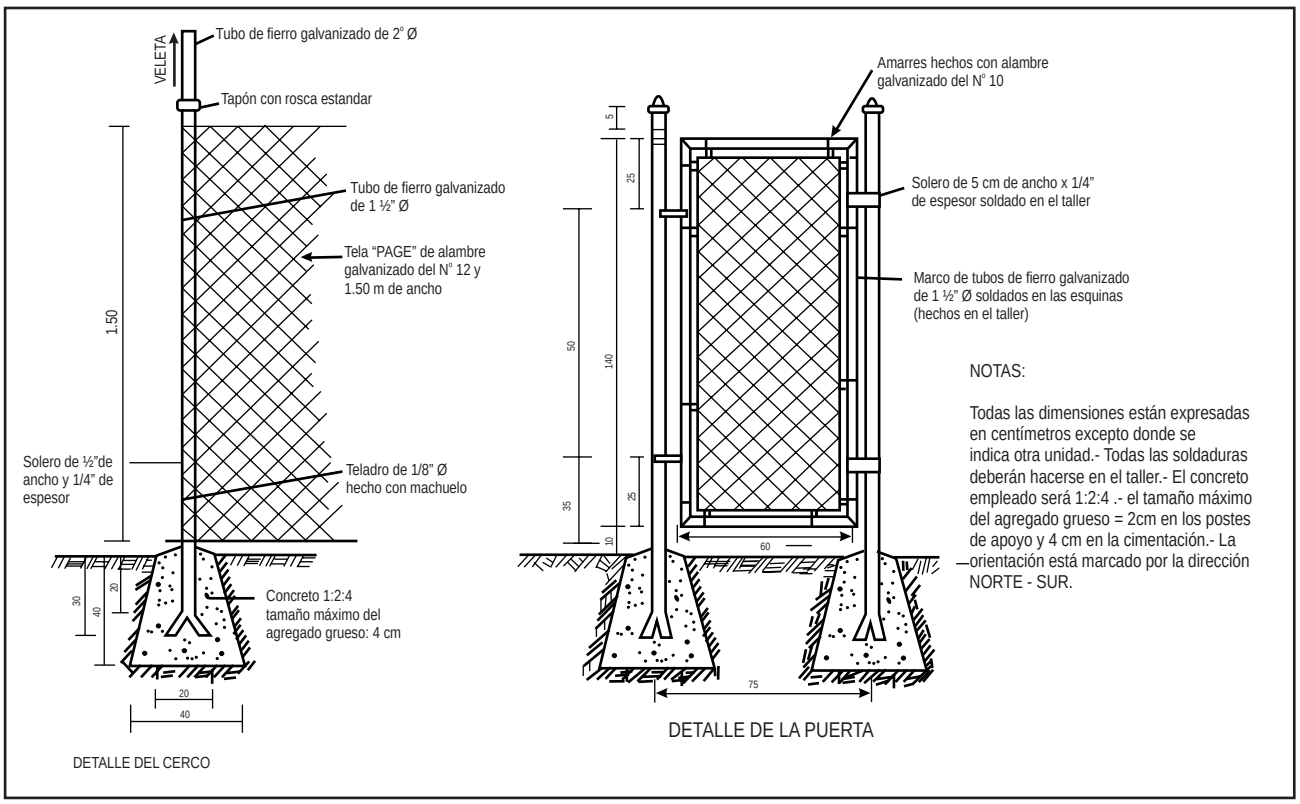

VELETA
Tubo de fierro galvanizado de 2° Ø
Tapón con rosca estandar
Tubo de fierro galvanizado de 1 ½" Ø
Tela "PAGE" de alambre galvanizado del N° 12 y 1.50 m de ancho
1.50
Solero de ½"de ancho y 1/4" de espesor
Teladro de 1/8" Ø hecho con machuelo
Concreto 1:2:4 tamaño máximo del agregado grueso: 4 cm
30
40
20
20
40
DETALLE DEL CERCO
Amarres hechos con alambre galvanizado del N° 10
Solero de 5 cm de ancho x 1/4" de espesor soldado en el taller
Marco de tubos de fierro galvanizado de 1 ½" Ø soldados en las esquinas (hechos en el taller)
5
25
50
140
35
25
10
60
75
NOTAS:
Todas las dimensiones están expresadas en centímetros excepto donde se indica otra unidad.- Todas las soldaduras deberán hacerse en el taller.- El concreto empleado será 1:2:4 .- el tamaño máximo del agregado grueso = 2cm en los postes de apoyo y 4 cm en la cimentación.- La orientación está marcado por la dirección NORTE - SUR.
DETALLE DE LA PUERTA

Figura 13.1 Detalle constructivo del cerco

- Se disponga de un programa total de información y movimiento de archivo que permita por su flexibilidad una gran agilidad en el ordenamiento y presentación de la información original, de acuerdo a las distintas exigencias de los usuarios.

13.5 Requisitos y normas sobre instalación del instrumental meteorológico

Como todo instrumental científico, un instrumento de uso meteorológico está destinado a evaluar los aspectos cuantitativos de un fenómeno natural. Para cumplir tal función, debe reunir los siguientes requisitos:

- Sensibilidad
- Precisión
- Sensibilidad y precisión constante a través del tiempo
- Simplicidad de diseño y manejo
- Facilidad de funcionamiento y manejo
- Facilidad de funcionamiento y mantenimiento
- Solidez de construcción

Los instrumentos, una vez salidos de la fábrica certificados y autorizados, deben sujetarse a ciertas normas de instalación, manejo, calibración y mantenimiento preventivo y correctivo. Dichas normas merecen todo un capítulo aparte. Para conocerlas, se pueden consultar las recomendaciones dadas por la OMM y el Servicio Meteorológico Nacional, o por las distintas casas fabricantes de instrumental y por algunos autores que tratan el tema con amplitud y suficiencia.

La Tabla 13.1 señala algunos requisitos de instalación para ciertos instrumentos.

13.6 Caseta o abrigo meteorológico

El objeto de las observaciones meteorológicas, es contar con datos cuantitativos que representen las condiciones del aire libre. Cuando se coloca un termómetro a la intemperie y recibe directamente los rayos solares, éste al absorber la energía solar aumentará su temperatura, por lo que el termómetro marcará su propia temperatura y no la del aire.

Por lo antes expuesto, es necesario contar con una caseta o abrigo meteorológico en cuyo interior se colocan los termómetros (así como aquellos instrumentos que no pueden estar al aire libre por el deterioro que les origina), para poder obtener así la temperatura del aire y la determinación de otros elementos del tiempo. La caseta debe tener las siguientes características.

Acondicionamiento

Las paredes están provistas de celosías, a manera de persianas, que permiten la libre circulación del aire a través de ellas. Para evitar lo más posible la transmisión de calor desde afuera hacia el interior, el abrigo meteorológico posee doble techo formado por dos superficies que dejan un espacio entre sí por donde pueda circular el aire. De esta manera, la capa superior puede enfriarse con el aire circulante sin transmitir su calor a la tapa inferior. Con el mismo fin, el fondo de la caseta está formado por tablillas traslapadas o un doble piso con agujeros desalineados, impidiendo la transmisión del calor y la luz que se refleja del suelo hacia su interior.

Material

Este consiste principalmente de madera o cualquier material aislante y ligero y se pinta de blanco a fin de que absorba lo menos posible las radiaciones solares.

Orientación

Las puertas de la caseta deben abrirse hacia el Norte, para evitar que los rayos solares penetren al interior de ésta, al momento de la toma de las lecturas. Bajo ninguna circunstancia debe quedar en línea el abrigo meteorológico y el evaporímetro.

En la Figura 13.2 se detalla la construcción y especificaciones de la caseta o abrigo meteorológico.

13.7 Criterios de ubicación y orientación de los instrumentos

En la Figura 13.3 se esquematiza la ubicación y orientación de los instrumentos dentro del área de 9 x 6 metros, así como las sugerencias para la distancia entre cada uno de ellos.

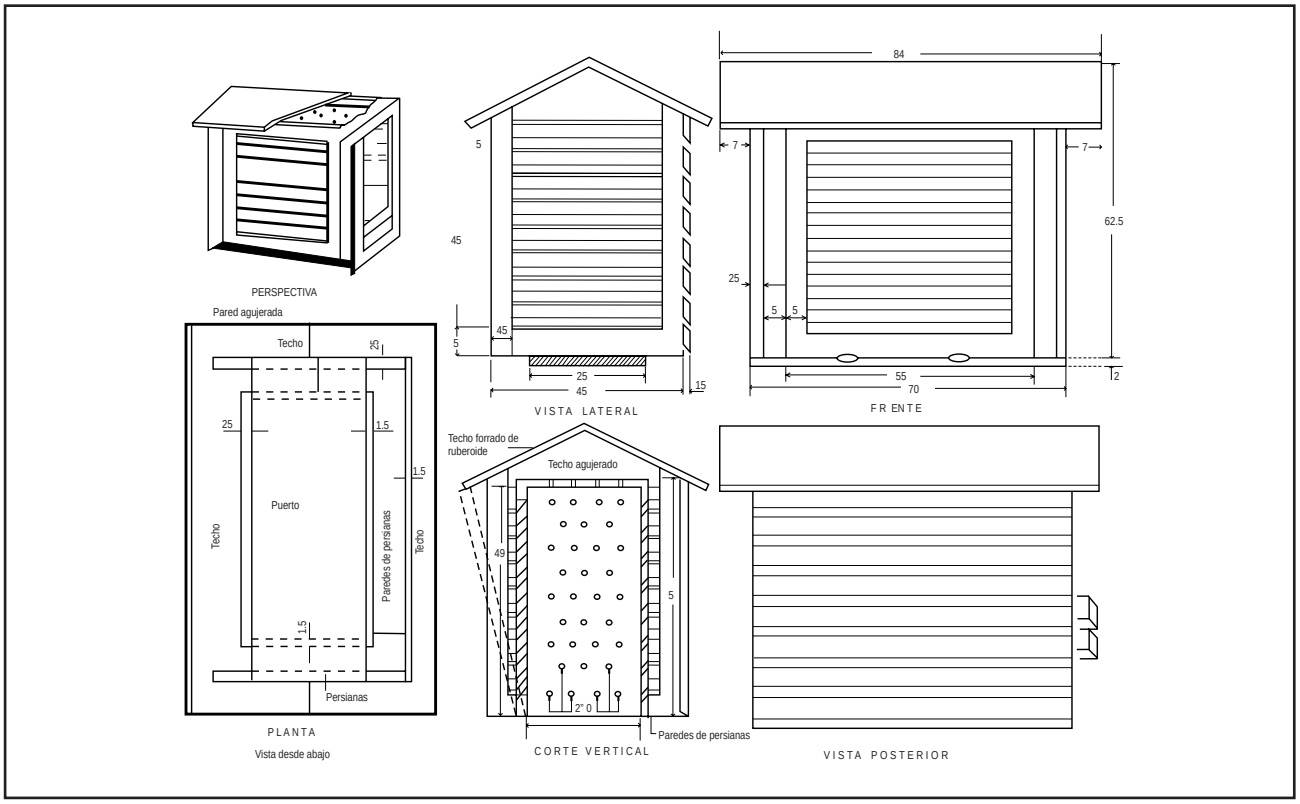


Figura 13.2 Detalles de la caseta o abrigo meteorológico

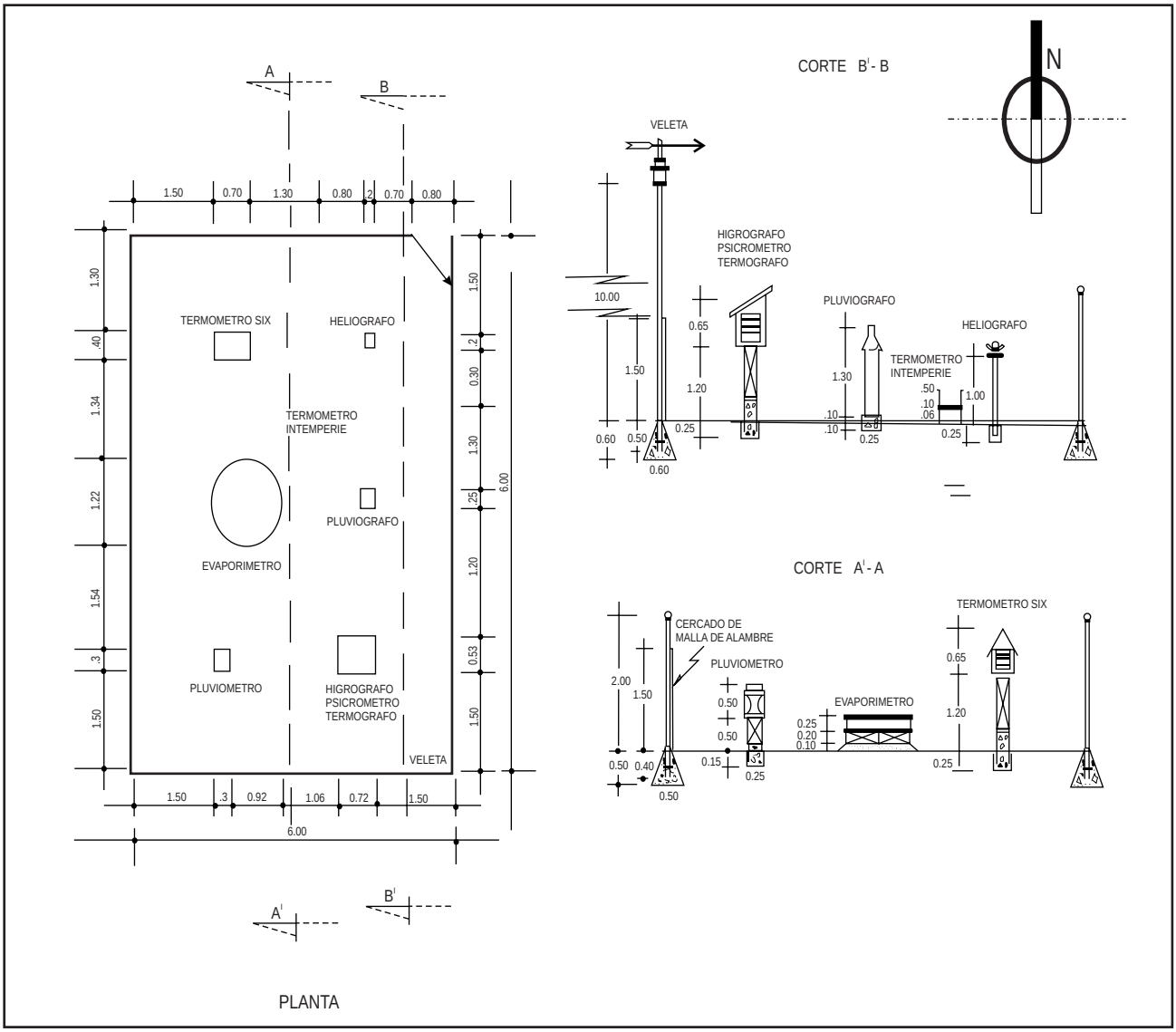


Figura 13.3 Orientación y ubicación de los instrumentos y equipo de medición

Tabla 13.1 Normas sobre el instrumental meteorológico

Parámetro medido		Instrumento utilizado	Tipo	Elemento sensible	Elemento TRANSMISOR amplificador	Elemento registrador	Unidades de medida	Precisión	Especificación de instalación
Temperatura		Termómetro							En la caseta meteorológica, a 1.20 m de altura El de mínima, inclinado 2°
		Máxima	LD	Mercurio	Tubo capilar	Escala	°C	0.1	
		Mínima	LD	Alcohol	Tubo capilar	Escala	°C	0.1	
		Normal	LD	Mercurio	Tubo capilar	Escala	°C	0.1	5 y 10 cm S/S; 5,10,20,50 y 100 cm de prof.
		Termógrafo	G	Bimetal	Juego de palancas	Gráfica	°C	0.5	
Precipitación		Pluviómetro	LD	Contenido	Probeta	Probeta	mm	0.005	1.0 m de alt
		Pluviógrafo	G	Flotador	Juego de palancas	Gráfica	mm	0.005	1.0 m de alt
Evaporación		Tanque tipo "A"	LD	Agua	Juego de palancas	Tornillo micrométrico	mm	0.01 0.05	40 cm del borde 40 cm del borde
Humedad atmosférica		Psicrómetro	LD	Mercurio	Tubo capilar	Escala	°C	2.5 %	En la caseta meteorológica, a 1.5 m de alt
		Higrógrafo	G	Haz de cabellos	Juego de palancas	Gráfica	%		
VIENTO	Velocidad Dirección	Veleta	LD	Flecha		Escala Rosa de vientos	m/s Rosa de vientos		4 m de alt
	Recorrido Dirección Intensidades Máximas	Anemocinemógrafo	G	Cazoletas Flecha Flotador	Sistema de varillas y engranajes	Gráfica	m/s		10 metros
Presión atmosférica		Barómetro	LD	Mercurio	Tubo capilar	Escala	mm Hg	mm Hg	Altura del observador
		Barógrafo	G	Cápsula aneroide	Juego de palancas	Gráfica	mm Hg	mm Hg	En la caseta
		Microbarógrafo	G	Cápsula aneroide	Juego de palancas	Gráfica	mm Hg	mm Hg	En la caseta
Insolación (Horas brillo solar)		Heliógrafo	G	Papel sensible	Bola de cristal	Gráfica	Horas	1.5 min	1.20 m de altura
Radiación solar (Radiación global)		Actinógrafo	G	Placas	Juego de palancas	Gráfica	Cal/cm^2 h	1 cal/cm^2 hr	1.20 m de altura
Temp. y hum. Atm.		Higrotermógrafo	G	Bimetal Haz de cabellos	Juego de palancas	Gráfica	°C %		En la caseta meteorológica, a 1.50 metros de altura

XIV. Bibliografía

Gómez M.B., Artega R.R. 1988. Elementos Básicos para el Manejo de Instrumental Meteorológico. Editorial Continental, México.

Griffiths, J.F. 1985 Climatología Aplicada. Publicación Cultural, S.A. de C.V. 1era Edición. México.

OMM. 1993. Atlas Internacional de nubes Volumen I. Manual de observaciones de nubes y otros meteoros. Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. Ginebra, Suiza.

OMM. 1956. Atlas Internacional de Nubes, atlas abreviado. Madrid España.

OMM. 1996. Compendio de apuntes sobre Instrumentos Meteorológicos para la Formación del Personal, Meteorológico de las Clases III y IV. Volumen I: Parte I -Instrumentos Meteorológicos. Parte II Taller de Mantenimiento, Laboratorios de Calibración de los Instrumentos Meteorológicos. Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. Ginebra, Suiza.

OMM. 1990. Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos. Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. OMM_No 8, Ginebra, Suiza.

OMM. 1989. Guía del Sistema Mundial de Observaciones. Secretaria de la Organización Meteorológica Mundial. Ginebra, Suiza.

WMO. 1987. International cloud atlas. Volumen II. Secretary General. Ginebra, Suiza.

OMM. 1975 Reglamento Técnico, No. 49

WMO. 2006. Wide to Meteorological Instruments and Methods of Obsevations, seven edition, WMO_No 8, Genève, Switzerland.

CONAGUA
Comisión Nacional del Agua

SMN

www.gobiernofederal.gob.mx

www.semarnat.gob.mx

www.conagua.gob.mx